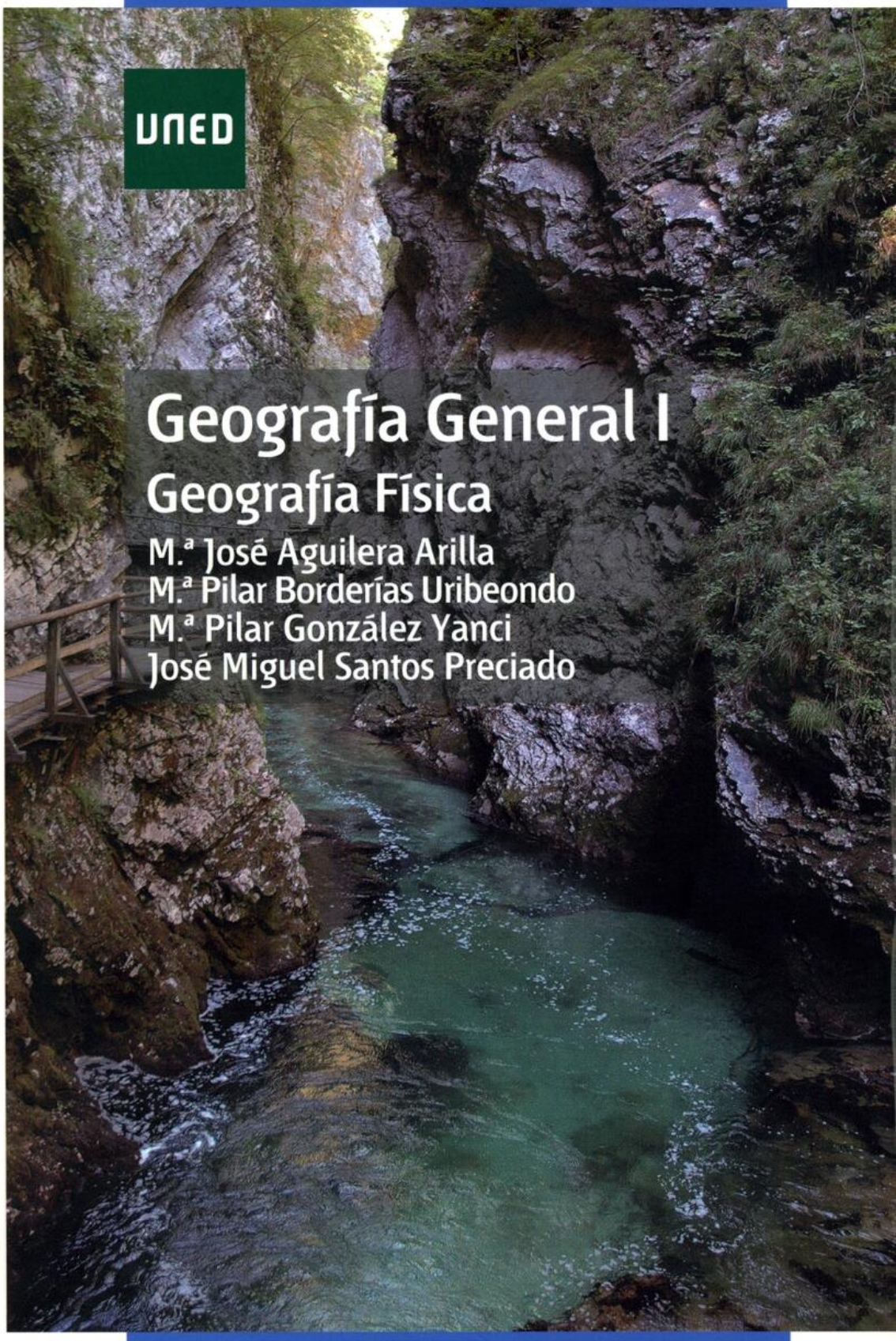


UNED

Geografía General I

Geografía Física

M.ª José Aguilera Arilla
M.ª Pilar Borderías Uribeondo
M.ª Pilar González Yanci
José Miguel Santos Preciado

Geografía General I

Geografía Física

M.ª JOSÉ AGUILERA ARILLA
M.ª PILAR BORDERÍAS URIBEONDO
M.ª PILAR GONZÁLEZ YANCI
JOSÉ MIGUEL SANTOS PRECIADO

UNIVERSIDAD NACIONAL DE EDUCACIÓN A DISTANCIA

6701101GR01A01
GEOGRAFÍA GENERAL I
(Geografía Física)

Quedan rigurosamente prohibidas, sin la autorización escrita de los titulares del Copyright, bajo las sanciones establecidas en las leyes, la reproducción total o parcial de esta obra por cualquier medio o procedimiento, comprendidos la reprografía y el tratamiento informático, y la distribución de ejemplares de ella mediante alquiler o préstamos públicos.

© *Universidad Nacional de Educación a Distancia*
Madrid 2009

Librería UNED: c/ Bravo Murillo, 38 - 28015 Madrid
Tels.: 91 398 75 60 / 73 73
e-mail: libreria@adm.uned.es

© *María José Aguilera Arilla, María Pilar Borderías Uribeondo, María Pilar González Yanci y José Miguel Santos Preciado*

ISBN: 978-84-362-5906-3
Depósito legal: M. 39.706-2009

Primera edición: septiembre de 2009

Impreso en España - Printed in Spain

ÍNDICE

Prefacio 23

Tema 1. La tierra planeta. Movimientos y representación 27
DIAGRAMA CONCEPTUAL 28
INTRODUCCIÓN 29
1. Presentación 29
2. Objetivos 29
3. Orientaciones de estudio 30
4. Palabras clave 30
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 31
1. La Tierra en el espacio. Forma y dimensiones 31
1.1. Forma y dimensiones de la Tierra 32
1.2. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra 34
2. Movimientos de la Tierra y sus consecuencias geográficas 35
2.1. Los movimientos de la Tierra 35
2.1.1. Movimiento de rotación 35
Orientación y situación sobre la superficie terrestre 35
Medición del tiempo 38
Otras consecuencias del movimiento de rotación 40
2.1.2. Movimiento de traslación 42
Solsticios y equinoccios 44
Consecuencias del movimiento de traslación 46
3. La representación de la superficie terrestre. La Cartografía 48
3.1. Las proyecciones 49
3.2. La escala 54
3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas 56
3.4. Otras formas de representación 58
LECTURAS RECOMENDADAS 61
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 63
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 64

CLIMATOLOGÍA

Introducción a la climatología 67

Tema 2. Elementos y factores climáticos I. La temperatura 69

DIAGRAMA CONCEPTUAL 70

INTRODUCCIÓN 71
1. Presentación 71
2. Objetivos 72
3. Orientaciones de estudio 73
4. Palabras clave 74

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 75
1. Composición de la atmósfera 75
2. La estructura atmosférica 77
   2.1. La troposfera 78
   2.2. La estratosfera 80
   2.3. La alta atmósfera 80
3. Las propiedades del aire 81
4. La energía solar y la temperatura terrestre 86
5. El desigual reparto de la insolación terrestre 90
   5.1. Factores explicativos del desigual reparto de la insolación y comportamiento calorífico terrestre 90
      5.1.1. Influencia de la distancia entre la Tierra y el Sol 90
      5.1.2. Influencia de la altura del Sol 91
      5.1.3. Influencia de la duración de la luz solar 94
      5.1.4. El efecto de la atmósfera 94
      5.1.5. El efecto de la desigual distribución de las tierras y los mares 95
      5.1.6. Efecto de la elevación y la topografía 96
   5.2. La distribución de la radiación solar en la superficie terrestre 97
6. La diferenciación térmica de la troposfera 98
   6.1. Las temperaturas de la superficie 99
      6.1.1. La oscilación térmica diaria 99
      6.1.2. Las variaciones estacionales 101
      6.1.3. La distribución de temperaturas sobre la superficie del globo terrestre 103

- Principales factores explicativos de la desigual distribución de temperaturas de la superficie terrestre 104
- Distribución térmica superficial a escala planetaria ... 105

   6.2. La estructura térmica en altura 108

LECTURAS RECOMENDADAS 110

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 112

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 113

Tema 3. Elementos y factores climáticos II. La presión y la humedad atmosféricas 115

DIAGRAMA CONCEPTUAL 116

INTRODUCCIÓN 117
1. Presentación 117
2. Objetivos 118
3. Orientaciones de estudio 119
4. Palabras clave 120

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 121
1. Las variaciones de presión en el seno de la atmósfera terrestre 121
   1.1. El campo de presión en superficie 121
   1.2. El campo de presión en altura 123
   1.3. Causas de las diferencias de presión atmosférica 125
2. Los vientos y la circulación atmosférica 125
   2.1. Análisis dinámico del movimiento del aire 127
      2.1.1. El movimiento del aire debido a las diferencias de presión 127
      2.1.2. La fuerza aparente de Coriolis y la desviación de los vientos 128
      2.1.3. Los movimientos de convergencia y divergencia 129
   2.2. La circulación general atmosférica 130
      2.2.1. El mapa de la distribución de presiones y el sistema de vientos dominantes en la superficie terrestre 131
      2.2.2. La circulación atmosférica en altura 135
   2.3. Los vientos locales 138
3. La humedad atmosférica 139
   3.1. El ciclo hidrológico del agua en la naturaleza 139
   3.2. La evaporación 141

3.3. Condensación y precipitación 142
3.3.1. Los mecanismos de saturación 143
3.3.2. Los tipos de ascendencias 145
3.3.3. Condensación y formación de nubes. Los mecanismos de precipitación 148
3.4. La distribución de las precipitaciones en la superficie terrestre 154
3.4.1. El desigual reparto sobre la superficie 154
3.4.2. Las variaciones estacionales 158
4. Las zonas climáticas 159
LECTURAS RECOMENDADAS 163
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 165
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 166

Tema 4. Los océanos 167
DIAGRAMA CONCEPTUAL 168
INTRODUCCIÓN 169
1. Presentación 169
2. Objetivos 169
3. Orientaciones de estudio 170
4. Palabras clave 170
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 171
1. Las aguas marinas 171
1.1. Composición de las aguas marinas 171
1.2. Propiedades de las aguas marinas 174
1.3. Las masas de agua 177
2. Los movimientos de las aguas marinas 179
2.1. Movimientos de equilibrio 180
2.2. Movimientos de origen cósmico 182
2.3. Movimientos eustáticos y tectónicos 186
2.4. Movimientos debidos a los vientos 186
2.4.1. Olas u ondas marinas 187
2.4.2. Las corrientes superficiales 189
2.5. La circulación abisal 195
3. La atmósfera y el océano 196
3.1. Influencia de la atmósfera sobre el océano 196

3.2. Influencia del océano sobre la atmósfera 197
3.3. La participación de las masas continentales en la relación atmósfera-océano 198
LECTURAS RECOMENDADAS 200
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 201
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 202

Tema 5. La diversidad climática I. Clasificación de los climas. Los climas azonales 203
DIAGRAMA CONCEPTUAL 204
INTRODUCCIÓN 205
1. Presentación 205
2. Objetivos 206
3. Orientaciones de estudio 206
4. Palabras clave 207
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 209
1. El clima y su clasificación 209
1.1. Los conceptos de tiempo y clima 209
1.2. La diversidad de clasificaciones climáticas 209
1.2.1. La clasificación climática según su finalidad 210
1.2.2. La clasificación climática según la escala de estudio 213
• La escala zonal o macroclimática 215
• La escala regional o mesoclimática 215
• La escala de provincia climática 215
• La escala local o de topoclimas 216
• La escala microclimática 216
• El piso climático 216
1.2.3. La clasificación climática según el método de clasificación 219
1.3. Variables de referencia en las principales clasificaciones climáticas 219
2. La diversidad climática: los climas azonales 221
2.1. Los climas secos 222
2.1.1. Causas de los climas secos 223

2.1.2. Tipos de climas secos 225
2.1.3. Rasgos biogeográficos 227
2.2. Climas de montaña 228
2.2.1. Causas del clima de montaña 229
2.2.2. Variedades del clima de montaña 233
2.2.3. Rasgos biogeográficos 233
LECTURAS RECOMENDADAS 235
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 237
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 238

Tema 6. La diversidad climática II. Los climas zonales: intertropicales, templados y polares 239

DIAGRAMA CONCEPTUAL 240
INTRODUCCIÓN 243
1. Presentación 243
2. Objetivos 243
3. Orientaciones de estudio 243
4. Palabras clave 244

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 245
1. Los climas de la zona cálida o latitudes intertropicales 245
1.1. El clima de selva tropical 248
1.1.1 Causas del clima de selva tropical 248
1.1.2 Variedades del clima de selva tropical 250
1.1.3 Rasgos biogeográficos de selva tropical 251
1.2. El clima de sabana tropical 253
1.2.1 Causas del clima de sabana tropical 254
1.2.2 Variedades del clima de sabana tropical 254
1.2.3 Rasgos biogeográficos del clima de sabana tropical 255
1.3. El clima monzónico 256
1.3.1 Causas del clima monzónico 257
1.3.2 Variedades del clima monzónico 259
1.3.3 Rasgos biogeográficos 260
2. Los climas de la zona templada o latitudes medias 260
2.1. Clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa oriental de los continentes (Cfa) 263
2.1.1 Causas del clima Cfa 263

2.1.2 Variedades del clima Cfa 264
2.1.3 Rasgos biogeográficos del clima Cfa 265
2.2. El clima lluvioso templado con verano seco (Csa y Csb) 266
2.2.1 Causas del clima (Csa y Csb) 268
2.2.2 Variedades del clima (Csa y Csb) 268
2.2.3 Rasgos biogeográficos del clima (Csa y Csb) 269
2.3. El clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc) 271
2.3.1 Causas del clima Cfb y Cfc 273
2.3.2. Variedades del clima Cfb y Cfc 273
2.3.3. Rasgos biogeográficos del clima Cfb y Cfc 274
2.4. Los climas microtérmicos, de bosque frío 276
2.4.1. Causas del clima microtérmico 277
2.4.2. Variedades del clima microtérmico 278
2.4.3. Rasgos biogeográficos del clima microtérmico 279
3. Los climas de la zona fría o latitudes polares 280
3.1. El clima de tundra 281
3.1.1. Causas del clima de tundra 283
3.1.2. Variedades del clima de tundra 283
3.1.3. Rasgos biogeográficos 284
3.2. El clima de hielo perpetuo 285
3.2.1. Causas del clima de hielo perpetuo 286
LECTURAS RECOMENDADAS 288
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 289
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 290

GEOMORFOLOGÍA

Introducción 293

Tema 7. La estructura y dinámica terrestres. Los componentes litológicos y tectónicos del relieve 295

DIAGRAMA CONCEPTUAL 296
INTRODUCCIÓN 297
1. Presentación 297

2. Objetivos 297
3. Orientaciones de estudio 298
4. Palabras clave 299

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 301
1. La estructura y dinámica terrestres 301
1.1. La estructura del globo terrestre 301
1.1.1. Estructura y composición de la corteza 302
1.1.2. Estructura y composición del manto 303
1.1.3. Estructura y composición del núcleo 304
1.2. La dinámica terrestre 305
1.2.1. La separación y dinámica de los continentes 305
1.2.2. La teoría de la tectónica de placas 308
2. Los componentes litológicos y tectónicos del relieve 309
2.1. Las rocas: definición y clasificación 309
2.2. Rocas eruptivas 311
2.2.1. Intrusivas o plutónicas 312
– Origen 312
– Formas de yacimiento 312
– Composición 313
– Principales rocas intrusivas 314
2.2.2. Extrusivas, efusivas o volcnicas 314
– Origen 314
– Formas de yacimiento 314
– Composición 315
– Principales rocas efusivas 315
2.3. Rocas sedimentarias 315
– Origen 315
– Fo rmasde yacimiento 317
– Composición 318
– Principales rocas sedimentarias 318
2.4. Rocas metamórficas 320
– Origen 320
– Formas de yacimiento 321
– Composición 321
– Principales rocas metamórficas 321
2.5. El ciclo de las rocas 323
2.6. Propiedades de las rocas 324

2.6.1. Respuesta de las rocas ante los esfuerzos tectónicos 324
2.6.2. Respuesta o resistencia de las rocas a la erosión 325
3. Las unidades espacio-temporales de la geología 326
3.1. Las unidades espaciales: órdenes 327
3.2. Las unidades temporales: eras y periodos 327
4. Las deformaciones tectónicas de la corteza continental y relieves asociados 332
4.1. Las estructuras de deformación, pliegues 332
4.1.1. Partes de un pliegue 332
4.1.2. Clasificación de los pliegues 333
4.2. Las estructuras de dislocación, fallas 337
4.2.1. Partes de una falla 337
4.2.2. Clasificación de las fallas 338

LECTURAS RECOMENDADAS 342

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 343

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 344

Tema 8. Los relieves estructurales 345

DIAGRAMA CONCEPTUAL 346

INTRODUCCIÓN 347
1. Presentación 347
2. Objetivos 348
3. Orientaciones de estudio 349
4. Palabras clave 349

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 351
1. Las grandes unidades estructurales de la corteza terrestre 351
1.1. Las áreas sumergidas: cuencas oceánicas 351
1.1.1. Los bordes continentales 351
1.1.2. Llanuras abisales 353
1.1.3. Dorsales oceánicas 353
1.2. Las áreas emergidas: los continentes 354
1.2.1. Los cratones o escudos 355
1.2.2. Las plataformas 355
1.2.3. Los orógenos 356
1.2.4. Los volcanes 356

2. Los relieves estructurales de cuencas sedimentarias 357
2.1. Forma de relieve aclinal (estructuras horizontales) 357
2.1.1. Relación de la red fluvial y la estructura horizontal 361
2.2. Formas de relieve monoclinal o inclinado (estructuras inclinadas o cuestas) 361
2.2.1. Relación de la red fluvial y la estructura monoclinal ... 364
3. Los relieves estructurales de los orógenos 364
3.1. Los relieves estructurales plegados 364
3.1.1. Formas originales, directas o primitivas..... 365
3.1.2. Formas derivadas 366
3.1.3. Formas invertidas 369
3.1.4. Relación entre la red hidrográfica y la estructura plegada 372
3.2. El relieve apalachense 373
3.3. Los relieves estructurales fallados 375
3.3.1. Escarpe de falla original o primitivo 378
3.3.2. Escarpe de línea de falla o derivado 378
3.3.3. Escarpe de línea de falla compuesto 380
3.3.4. Relación de la red hidrográfica con lasa estructuras falladas 383
3.4. Los relieves en estructuras volcánicas 385
3.4.1. Los volcanes 385
3.4.2. Partes y materiales de los volcanes 386
3.4.3. Tipos de volcanes 389
3.4.4. Las coladas 392
3.4.5. Las formas excavación 393

LECTURAS RECOMENDADAS 396

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 397

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 398

Tema 9. Morfologías litológicas 399

DIAGRAMA CONCEPTUAL 400

INTRODUCCIÓN 401
1. Presentación 401
2. Objetivos 402

3. Orientaciones de estudio 402
4. Palabras clave 402

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 403
1. Introducción. Las morfologías litológicas 403
2. Relieve granítico 404
2.1. Características de las rocas graníticas 404
2.2. Las formas graníticas 409
2.2.1. Formas mayores 410
– Domos y agujas alpinas 410
– Panes de azúcar y medias naranjas 413
– Paisajes de bolas 415
2.2.2. Formas de detalle 416
– Acanaladuras, pilancones, taffoni y nerviaciones 417
2.3. La variedad de paisajes graníticos según el clima 417
3. Modelado kárstico 419
3.1. Las características de las rocas calcáreas y su disolución 420
3.2. Las formas kársticas 422
3.2.1. Las formas exteriores o exokársticas 422
– Las depresiones cerradas y cañones 422
– Las formas menores 428
3.2.2. Las formas endokársticas 433
– La circulación subterránea de las aguas 434
– Ls principales formas subterráneas 437
– Las formaciones kársticas según las condiciones bioclimáticas 439

LECTURAS RECOMENDADAS 443

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 444

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 445

Tema 10. Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas I. Los procesos elementales de meteorización y dinámica de vertientes 447

DIAGRAMA CONCEPTUAL 448

INTRODUCCIÓN 449
1. Presentación 449

2. Objetivos 450
3. Orientaciones de estudio 450
4. Palabras clave 451

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 453
1. Introducción 453
2. Las fuerzas externas 453
2.1. La gravedad 453
2.2. La energía procedente de la radiación solar 454
2.3. Incidencia de las características de los materiales de la superficie y las condiciones externas 455
3. La meteorización 456
3.1. Procesos mecánicos de meteorización Fragmentación 457
3.1.1. Fragmentaciones o clastias de origen térmico 457
3.1.2. Fragmentaciones de origen hídrico 460
3.2. Procesos químicos 460
3.2.1. La disolución 460
3.2.2. Alteraciones químicas 462
3.3. Acciones biológicas 463
3.4. Factores condicionantes de la meteorización 464
4. La dinámica de vertientes. Procesos elementales de erosión 464
4.1. Desplazamiento por elementos 465
4.1.1. Caída libre y desprendimiento 465
4.1.2. Reptación 466
4.2. Desplazamientos en masa 468
4.2.1. Solifluxión 468
4.2.2. Deslizamiento 470
4.3. La arroyada 472

LECTURAS RECOMENDADAS 476

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 477

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 478

Tema 11. Modelado del relieve por acción de las fuerzas externas II. La erosión 479

DIAGRAMA CONCEPTUAL 481

INTRODUCCIÓN 483
1. Presentación 483

2. Objetivos 484
3. Orientaciones de etudio 485
4. Palabras clave 485

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 487
1. Introducción la erosión definición y enfoques de estudio 487
1.1. Los conceptos de ciclo de erosión y erosión normal de Davis 488
1.2. Los sistemas morfogenéticos 490
1.3. Los grandes agentes de erosión 491
1.3.1. Acción erosiva ejercida por las actividades humanas ... 491
2. Dinámica y morfogénesis fluvial 493
2.1. Torrentes y uadis 494
2.2. Los ríos 497
2.2.1. Redes y regímenes fluviales 499
2.2.2. Labor erosiva de los ríos 503
– Transporte de materiales por las aguas corrientes 503
– Acción erosiva del río 505
– Formas de modelado resultante de la acción erosiva fluvial 506
– Las formas producidas por acumulación 513
3. Morfogénesis litoral 517
3.1. Acción erosiva del mar 517
3.1.1. Acción mecánica, química y biológica 517
3.1.2. Alternancia de sumersión y emersión 518
3.1.3. Influencia del medio 519
3.2. Principales formas litorales de erosión 520
3.2.1. Formas de ablación 520
3.2.2. Formas de acumulación 522
3.3. Tipos de costas 527
4. Dinámica y morfogénesis glaciar 529
4.1. Las glaciaciones 529
4.2. Formación de los glaciares 530
4.3. Tipos de glaciares 530
4.3.1. Glaciares regionales 530
4.3.2. Glaciares locales 531
4.4. Flujo glaciar 533
4.5. Labor erosiva del glaciar 535

4.5.1. Formas de relieve resultante de la acción glaciar 537
– Formas de acumulación 537
– Las formas mayores del modelado 540
5. El viento como agente erosivo 543
5.1. Movimiento del aire 544
5.2. Acción erosiva 544
5.2.1. Deflacción 544
5.2.2. Abrasión o corrasión 545
5.2.3. Formas de relieve producidas por la acción del viento .. 546
LECTURAS RECOMENDADAS 549
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 551
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 552
Tema 12. Geomorfología climática 553
DIAGRAMA CONCEPTUAL 554
INTRODUCCIÓN 555
1. Presentación 555
2. Objetivos 556
3. Orientaciones de estudio 556
4. Palabras clave 557
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS 559
1. Breve historia de la Geomorfología Climática 559
2. Clima y morfogénesis 559
2.1. La influencia del clima en las formas de relieve 559
3. Paleoclimas y herencias morfoclimáticas 562
3.1. Los climas del Cuaternario 562
4. Las grandes áreas morfoclimáticas 565
4.1. Divisiones morfoclimáticas 565
4.2. La zona morfoclimática fría 568
4.2.1. Dominio glaciar 568
– Los procesos 568
– Las formas resultantes 569
4.2.2. Dominio periglaciar 570
– Los procesos 572
– Las formas resultantes 574
– Tipología de dominios periglaciares 578

4.3. La zona morfoclimática de latitudes medias 578
4.3.1. El dominio marítimo 579
4.3.2. El dominio continental seco 580
4.3.3. El dominio templado mediterráneo (tibio) 580
4.4. La zona morfoclimática árida o xérica 581
– Los procesos 581
– Las formas resultantes 582
– Tipología de dominios áridos 583
4.5. La zona morfoclimática tropical 585
4.5.1. El dominio tropical de selva 586
4.5.2. El domino tropical de sabana 589
4.6. La morfogénesis en áreas de montaña 590
4.6.1. Los pisos morfoclimáticos 591
– Piso forestal 591
– Piso periglaciar 592
– Piso glaciar 592
Conclusión 594
LECTURAS RECOMENDADAS 596
ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS 597
EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN 598
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 599

Los estudios de Grado de Geografía e Historia incluyen unos conocimientos básicos de Geografía. La Geografía General I (Física) es una de las asignaturas que los configura, y en ella los alumnos toman contacto por primera vez con esta materia.

Su contenido, de carácter general, supone una base fundamental para la comprensión de las siguientes asignaturas que configuran la materia citada, de gran utilidad para el estudio del Grado en su conjunto.

El objetivo es que los alumnos adquieran los fundamentos teóricos de la Geografía Física, en lo relativo a la diversidad y complejidad de los fenómenos climáticos y geomorfológicos, y sus repercusiones en la actividad humana, así como una serie de competencias prácticas que les ayuden a analizar, interpretar y sintetizar la información geográfica.

ORGANIZACIÓN DE LA UNIDAD DIDÁCTICA

El presente libro constituye una Unidad Didáctica, que se estructura en tres capítulos.

El primero trata de la Tierra como planeta, sus movimientos, las repercusiones geográficas de los mismos y su representación cartográfica.

El segundo, organizado en cinco temas, comprende aspectos básicos de Climatología. Los dos primeros están dedicados a los elementos y factores del clima. El tercero estudia la interacción entre la atmósfera y los océanos con el clima, y los dos últimos muestran el mosaico climático mundial.

El tercer capítulo se ocupa de los fundamentos de la Geomorfología en seis temas. Comienza por un análisis de la dinámica interna de la Tierra, que propicia unas estructuras tectónicas y la génesis de los materiales litológicos. A continuación se analizan las estructuras que se derivan del pre-

dominio de determinados materiales y la acción de las fuerzas externas, que van remodelando la superficie terrestre. El último tema se dedica a la Geomorfología Climática, analizando la interacción del clima y el relieve.

Como complemento y ayuda, el libro incluye dos DVD de videos relacionados con algunos de los temas estudiados.

ESTRUCTURA DE LOS TEMAS

Cada uno de los temas se configura conforme a los siguientes apartados:

Un *esquema* de los apartados, que da al alumno una primera visión estructurada de lo que va a estudiar.

- Un *diagrama conceptual* sinóptico, en el que se ponen de relieve las relaciones entre los conceptos y procesos tratados.
- Una *introducción*, donde se presentan las ideas básicas y contenidos esenciales; los *objetivos* que se pretende que los alumnos consigan a lo largo del estudio del tema; las *orientaciones* para el estudio del mismo, y las *palabras clave* o conceptos fundamentales para la comprensión del tema.
- El *desarrollo de los contenidos*, que constituyen el objeto de estudio propiamente dicho, estructurado en epígrafes y apartados, donde se incluyen abundantes materiales gráficos de ayuda a la comprensión, cuadros, diagramas y fotografías.
- Unas *lecturas recomendadas*, que incluyen una serie de libros generales y específicos relacionados con cada tema, con un breve comentario.
- *Actividades* sugeridas para reflexionar y profundizar determinados aspectos tratados en el tema.
- *Ejercicios de autoevaluación* para facilitar el control del propio aprendizaje.

La Unidad Didáctica se complementa con una serie de vídeos didácticos y un manual de prácticas. Y, para los alumnos de la UNED, con un curso virtual, en el que se incluyen diversos materiales de actualización y ejercicios prácticos, así como un glosario de términos.

CÓMO UTILIZAR EL LIBRO

La Unidad Didáctica sigue una estructura orientada a facilitar el autoaprendizaje de los alumnos, por lo que conviene que su utilización se haga siguiendo las pautas que se marcan en ella.

Es aconsejable que estudien cada tema en el orden que sigue la Unidad Didáctica, atendiendo a las instrucciones que aparecen en cada caso, complementando el estudio con el visionado de los vídeos didácticos, que se incluyen en la Unidad Didáctica, y la realización de los ejercicios de autoevaluación. También, para una mayor profundización, pueden consultar algunos de los libros que se incluyen en la bibliografía de cada tema.

Con todo ello estarán en disposición de realizar las prácticas requeridas en el curso y en posesión de los conocimientos y herramientas necesarios para superar con éxito la asignatura y afrontar las restantes, que componen la materia básica de Geografía.

En su conjunto, el contenido de esta Unidad Didáctica puede resultar de interés tanto para los alumnos que vayan a seguir una mayor formación geográfica como para aquellos que quieran dedicarse a la Historia, dado que se sientan las bases fundamentales para comprender el paisaje.

Tema 1

La Tierra planeta. Movimientos y representación

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

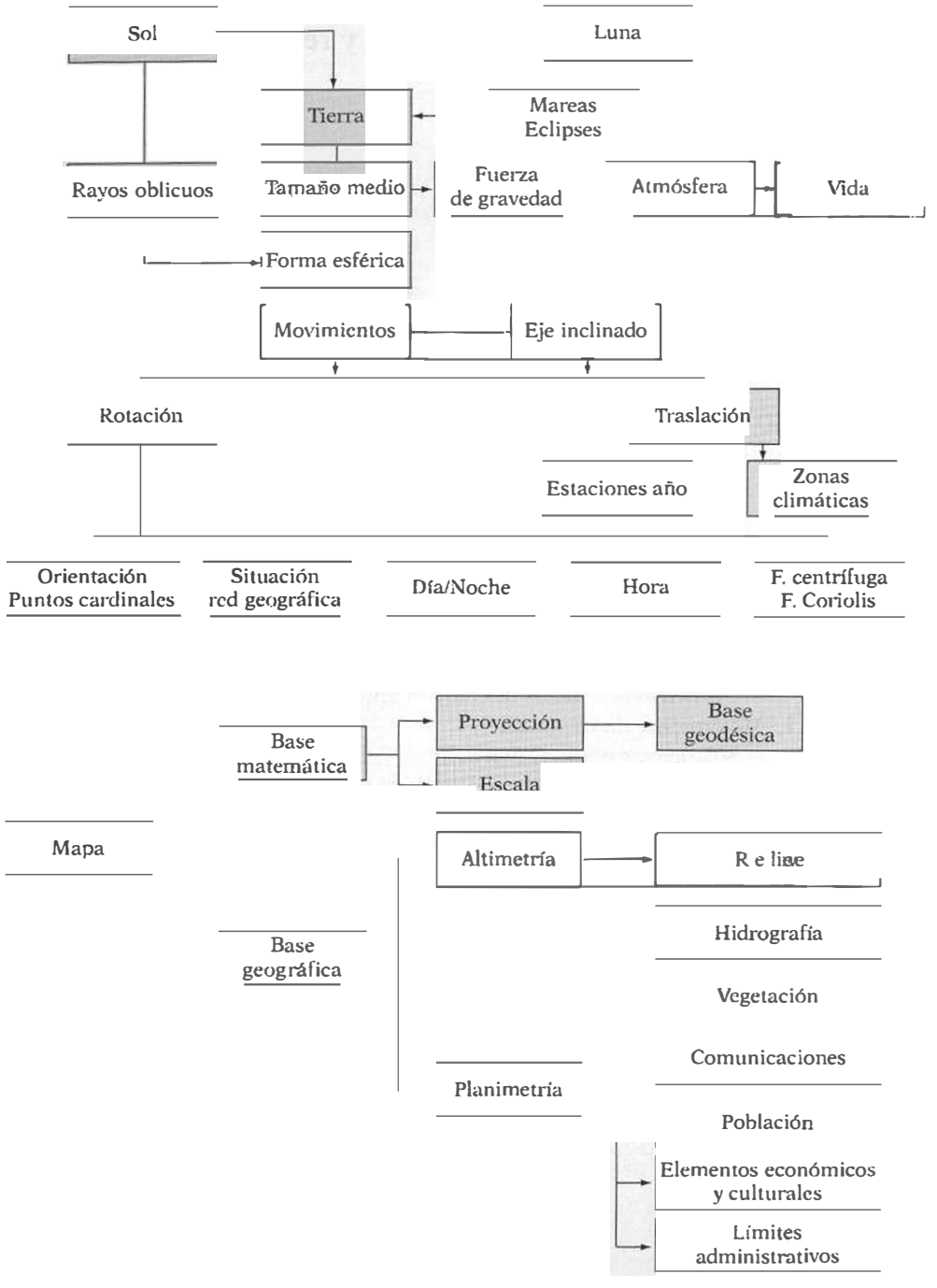
DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. La Tierra en el espacio. Forma y dimensiones
   - 1.1. Forma y dimensiones de la Tierra
     - 1.1.1. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra
2. Movimientos de la Tierra y sus consecuencias geográficas
   - 2.1. Los movimientos de la Tierra
     - 2.1.1. Movimiento de rotación
       - Orientación y situación sobre la superficie terrestre
       - Medición del tiempo
       - Otras consecuencias del movimiento de rotación
     - 2.1.2. Movimiento de traslación
       - Solsticios y equinoccios
       - Consecuencias del movimiento de traslación. Sucesión de estaciones y zonas terrestres
3. La representación de la superficie terrestre. La Cartografía
   - 3.1. Las proyecciones
   - 3.2. La escala
   - 3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas
   - 3.4. Otras formas de representación

LECTURAS RECOMENDADAS

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN



INTRODUCCIÓN

1. PRESENTACIÓN

El objeto de estudio de la Geografía Física es la superficie terrestre, el complejo espacio en el que se interrelacionan la litosfera, la hidrosfera, la atmósfera y la biosfera. De las propias características del planeta, de su forma, dimensiones y movimientos en el espacio, resultan unas repercusiones fundamentales para la dinámica de la superficie y para que pueda desarrollarse la vida.

Desde la más remota antigüedad, el hombre buscó respuesta a los interrogantes que suscitaban los fenómenos que se presentaban ante sus ojos y a los que había que acomodarse o enfrentarse, como la sucesión de períodos de iluminación y de oscuridad, la diferente duración de esos períodos, la alternancia de épocas frías o cálidas, secas o húmedas. También sintió la necesidad de orientarse en el espacio y de representarlo.

La forma esférica de la Tierra supone también un importante condicionante para llevar a cabo la representación de su superficie, que constituye otra de las necesidades sentidas desde la antigüedad por los hombres, resuelta por medio de la Geodesia y la Cartografía, disciplina ésta última estrechamente relacionada con la Geografía.

2. OBJETIVOS

- Conocer la forma y dimensiones de la Tierra y su posición en el espacio.
- Conocer los movimientos que efectúa la Tierra: rotación y traslación.
- Conocer las principales consecuencias geográficas de la forma y de los movimientos terrestres.

- Conocer la forma de llevar a cabo la representación cartográfica de la Tierra.
- Conocer la solución dada a los problemas del tamaño y de la forma esférica del objeto a representar: proyecciones y escala.

3. ORIENTACIONES DE ESTUDIO

Para estudiar las cuestiones planteadas en este tema es de gran importancia una lectura a fondo, con especial atención a los conceptos expresados y la observación de las figuras, que representan, de forma gráfica, los conceptos teóricos, mucho más fáciles de comprender con una imagen adecuada.

De gran utilidad en este tema, aunque esto vale para toda la Geografía, es apoyarse al estudiar en un buen atlas. El atlas, además, nos facilita ver una variedad de representaciones cartográficas y apreciar distintas proyecciones y escalas, además de diversos tipos de mapas, topográficos y temáticos, así como diversas formas de representación altimétrica y planimétrica.

4. PALABRAS CLAVE

Planeta Tierra. Rotación. Traslación. Paralelos. Meridianos. Orientación. Fuerza de Coriolis. Solsticios. Equinoccios. Estaciones. Zonas terrestres. Cartografía. Proyecciones. Escalas. Mapas topográficos y temáticos. Fotografía aérea. Teledetección. Sistemas de Información Geográfica (SIG).

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. LA TIERRA EN EL ESPACIO. FORMA Y DIMENSIONES

En la actualidad el conocimiento de la forma, dimensiones e, incluso, del aspecto exterior en perspectiva y la posición en el espacio de la Tierra, están al alcance de todo el mundo, desde que podemos disfrutar de bellísimas imágenes tomadas desde los potentes ingenios que orbitan en torno al planeta y desde los imponentes satélites espaciales con los que el hombre ha sido capaz de poner pie en la Luna o alcanzar planetas relativamente próximos.

La Tierra es un *planeta* y se encuentra en el espacio formando parte del Sistema Solar, constituido por el Sol, estrella de la Vía Láctea, y sus planetas. La Vía Láctea es una Galaxia entre las miles que componen el universo. A su vez posee un único *satélite*, la Luna, de dimensiones equivalentes a

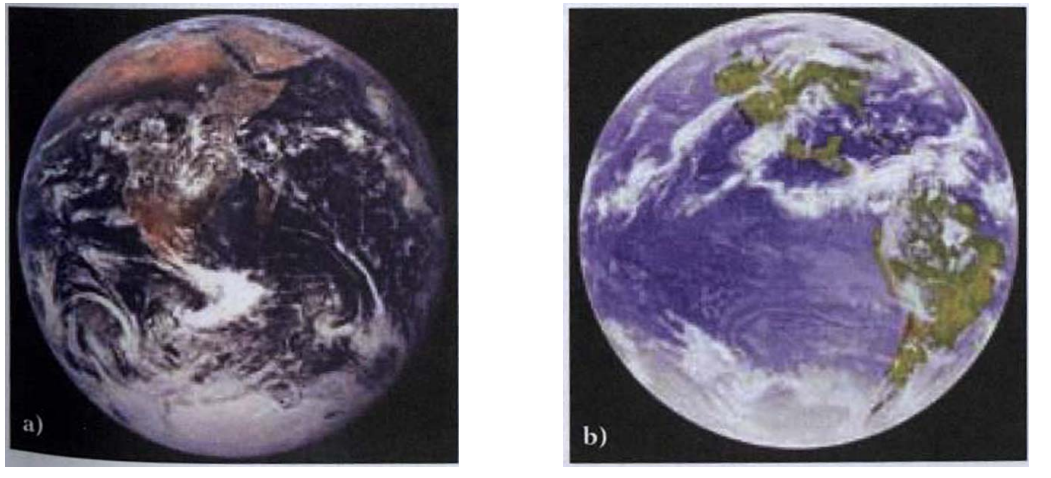


Figura 1.1. a) Imagen de la Tierra tomada por la tripulación del Apollo 17 en diciembre de 1972 mientras la nave viajaba entre la Tierra y la Luna; b) imagen infrarroja de la Tierra tomada por el satélite GOES 6 el 21 de septiembre de 1986.

la cuarta parte de la Tierra, con una masa que sólo representa la octava parte de aquélla, que gira a su alrededor, en una órbita elíptica, en sentido oeste-este, con su eje de rotación aproximadamente paralelo al terrestre.

La presencia de la Luna tiene importantes repercusiones sobre la Tierra, entre ellas la de provocar las mareas, que veremos en el tema de los océanos.

1.1. Forma y dimensiones

Como ya dedujeron los clásicos, la Tierra es una esfera, como se pone de manifiesto en multitud de evidencias para cualquier observador atento, sin necesidad de ver la imagen desde el espacio, que constituye la prueba irrefutable. Cuando se produce un eclipse de luna, por ejemplo, la Tierra siempre proyecta una sombra curva sobre la Luna; si en la costa observamos un barco que se aleja, llega un momento en que parece hundirse y desaparecer. La línea del horizonte, cuando la observamos desde una altura suficiente, manifiesta una curvatura. Podríamos continuar mostrando evidencias de este tipo, ya innecesarias cuando disponemos de la imagen real, fotografiada, de la Tierra.

A lo largo de la Historia se le han atribuido diversas formas. En la Grecia de Homero, se consideraba que era un disco plano, rodeado por un río Océano. En el siglo VI a. de C. se empezó a dudar de la forma plana. Aristóteles mostraría las evidencias de la esfericidad, a partir de sus sagaces observaciones de los eclipses de luna y, como es bien sabido, Eratóstenes fue capaz de hacer una medición aproximada (increíblemente cercana a la realidad) de la circunferencia terrestre, que calculó en torno a 45.000 km. Se basaba en que el día del solsticio de verano (21 de junio) los rayos solares eran perpendiculares en Siena (la actual Asuan), localidad situada en el valle del Nilo, lo que resultaba evidente porque el Sol se reflejaba en el fondo de un pozo, a las 12 horas. Sin embargo, ese mismo día, en Alejandría, ciudad situada a 800 km de Siena, los objetos reflejaban una sombra a la misma hora, que equivalía a una inclinación de los rayos de aproximadamente 7°. El sabio dedujo que si 7° equivalían a 800 km y la Tierra fuera una esfera, los 360° de perímetro de la misma medirían sobre 45.000 km (naturalmente los cálculos los realizó en estadios, que se han convertido a km).

Tras tiempos de oscuridad, el Renacimiento recuperó el interés por estas cuestiones. Colón se embarcó en su colosal aventura de viajar a la India por el oeste, convencido de que la Tierra era esférica. Elcano lo demostró, al circunnavegarla por vez primera, cuando asumió el mando de la expedición que capitaneaba Magallanes, al producirse el fallecimiento de éste (año 1522).

La Academia de Ciencias de Francia determinó que la forma de la Tierra era un *elipsoide*, es decir, una esfera achatada por los polos, con una diferencia de tan sólo 43 km entre el diámetro mayor (ecuatorial) y menor (polar). Posteriormente, los trabajos de Gauss y Helmert llevaron a que la Tierra es propiamente un *geoide*, una figura definida por el potencial gravitatorio, que podríamos representar como la superficie de los mares en calma, prolongada bajo los continentes. Se considera, a efectos prácticos, que la Tierra es un elipsoide cuyo radio ecuatorial mide 6.378,16 km. Su radio polar 6.356,77 km y el radio medio 6.367,75 km parámetros aceptados por los principales organismos mundiales (Unión Astronómica Internacional, Sistema Geodésico Mundial, etc.). Lo que no impide que existan grupos minoritarios que, desde el siglo XIX, vuelven a plantear que la Tierra es plana (Sociedad de la Tierra Plana, Flat Earth Society) basándose en pseudociencia y en la creencia en que existen teorías conspirativas de los científicos.

Figura 1.2 Representación de las figuras de esfera, elipsoide y geoide.

1.2. Consecuencias de la esfericidad de la Tierra

El hecho de que la Tierra tenga forma esférica tiene grandes repercusiones para la vida en el planeta:

- Condiciona la forma en que la superficie recibe la energía, dado que los rayos solares, al incidir sobre una superficie curva, tienen distinto grado de inclinación, lo que hace variar la energía recibida en cada zona.
- La forma esférica, junto con los movimientos que la Tierra realiza y que veremos en el siguiente apartado, es responsable de gran parte de las características físicas de la Tierra (además de las debidas a la configuración del relieve y la existencia de la atmósfera).
- Permite trazar sobre la superficie terrestre una red imaginaria de líneas curvas, que se cortan en ángulo recto (meridianos y paralelos), que hace posible situar de forma exacta cualquier punto sobre la superficie terrestre.

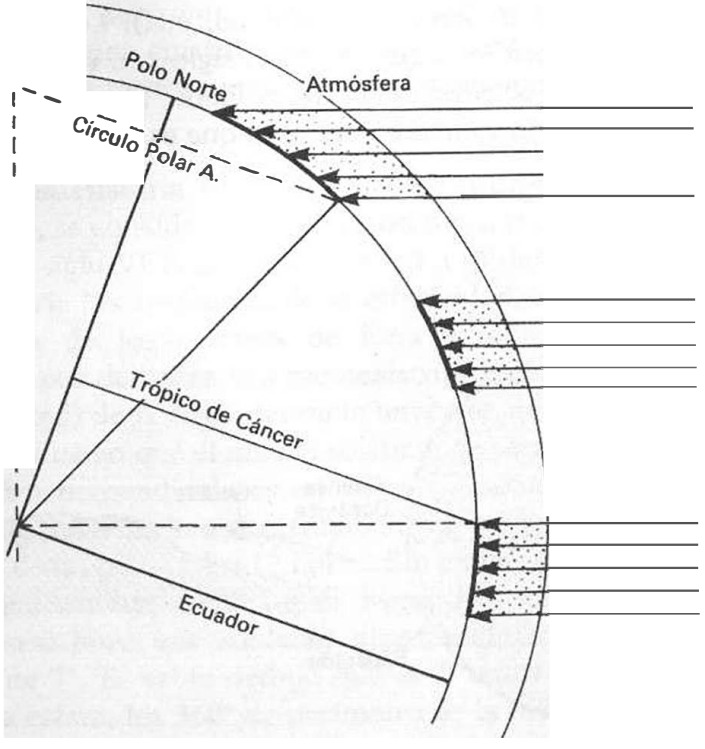


Figura 1.3. Incidencia de los rayos solares sobre la superficie esférica de la Tierra.

- Plantea también la dificultad de la representación de la superficie terrestre en dos dimensiones, que se resuelve gracias a la utilización de proyecciones geométricas, desarrolladas por la Cartografía, ciencia estrechamente vinculada a la Geografía, que veremos someramente en este tema.

2. MOVIMIENTOS DE LA TIERRA Y SUS CONSECUENCIAS GEOGRÁFICAS

2.1. Los movimientos de la Tierra

Sobre la superficie terrestre no tenemos conciencia de que nos movemos. Los antiguos, ante la evidencia de la aparición y desaparición diaria del Sol y la Luna, se inclinaron a creer que esos astros giraban a nuestro alrededor. Hizo falta mucho tiempo para que se aceptaran las ideas de Copérnico y Galileo de que la Tierra se mueve.

El movimiento de la Tierra en el espacio es, al menos, doble. Gira en torno a sí misma y a la vez en torno al Sol. Éstos constituyen los dos movimientos principales de la Tierra, aunque también se ve sometida a otros movimientos de ciclo mucho más largo, que afectan a oscilaciones del eje terrestre, por ejemplo, y que tienen importantes repercusiones en los climas y en la actividad terrestre, en los que no entramos en este curso.

2.1.1. Movimiento de rotación

La Tierra gira sobre si misma como si estuviera atravesada por un eje que pasara por sus polos (la palabra griega *polein* significa girar) completando el giro en un período de 23 horas 56 minutos y 4,09 segundos. El giro se efectúa de oeste a este, es decir, en sentido inverso al de las agujas del reloj. Por ello, vemos salir el Sol por el este y ponerse por el oeste.

Orientación y situación sobre la superficie terrestre

La forma de la Tierra y el hecho de que gire sobre sí misma nos permite poder orientarnos y situarnos sobre la superficie, así como medir el tiempo, aspectos todos de enorme importancia para el desenvolvimiento de la

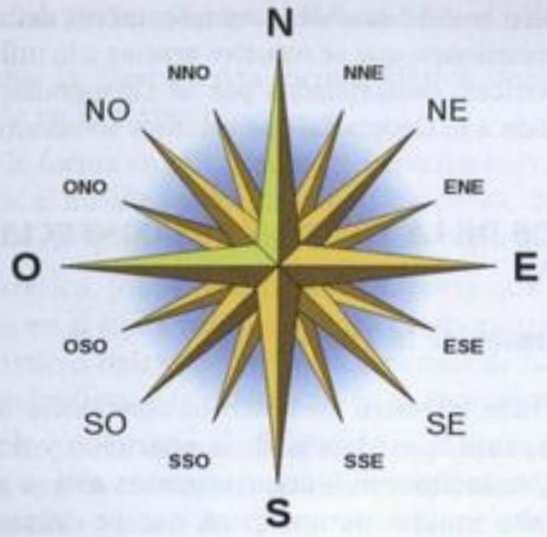


Figura 1.4. La rosa de los vientos.

actividad humana y esencial para la Geografía, que se configura como la ciencia espacial por antonomasia,

Orientarse resulta fácil gracias al movimiento de rotación. Para ello se utilizan los llamados *puntos cardinales: Norte, Sur, Este y Oeste*. Con sólo observar el lugar por donde sale el Sol sabemos donde está el este (oriente, de donde orientación) y el lugar por donde se pone, que indica el oeste. A partir de ellos se deducen con facilidad los otros dos puntos cardinales: norte y sur. Situado el observador con los brazos en cruz, la mano derecha hacia el este y la izquierda hacia el oeste, tendría a su frente el Norte y a su espalda el Sur.

Los puntos de referencia fijos y válidos para toda la superficie terrestre son *los polos*, que son los extremos del eje de rotación. Sirven de base para trazar *la red geográfica*. Ésta consiste en un entramado de líneas imaginarias sobre la superficie terrestre que se denominan *meridianos y paralelos*. Su finalidad es permitir localizar con exactitud cualquier punto de la superficie terrestre.

Los meridianos son arcos de círculo máximo, cuyos extremos coinciden con los polos. Cada meridiano mide 180° y dos opuestos constituyen un círculo máximo.

Los paralelos son círculos completos, que se obtienen por la intersección de planos perpendiculares al eje de rotación. Sólo uno de ellos configura un círculo máximo. Es el llamado *Ecuador*, que divide la Tierra transversalmente en dos mitades iguales o *hemisferios*.

El número de meridianos y paralelos que se pueden trazar es infinito. Siempre se cortan en ángulo recto. El entramado que configuran permite establecer la localización exacta de cualquier punto por referencia a un paralelo, el Ecuador, y a un meridiano, establecido por acuerdo, al que se denomina *meridiano cero o de Greenwich*, por el nombre del observatorio por el que pasa, situado al oeste de Londres.

Para la localización y medición exactas, se utilizan los valores angulares de latitud y longitud.

La longitud se puede definir como el ángulo que forma el plano que pasa por el meridiano de un lugar y el eje terrestre, con el plano que comprende este eje y el meridiano cero, o, dicho de otra forma, como el arco de paralelo medido en grados entre un punto de la superficie y el meridiano cero. La longitud puede ser este y oeste, entre 0° y 180°. Todos los puntos situados sobre un mismo meridiano tienen la misma longitud.

La latitud es el ángulo comprendido entre el plano que atraviesa la Tierra por el Ecuador y la recta que pasa por el punto a considerar y el centro de la Tierra. La latitud puede ser norte y sur, entre 0° y 90° desde el

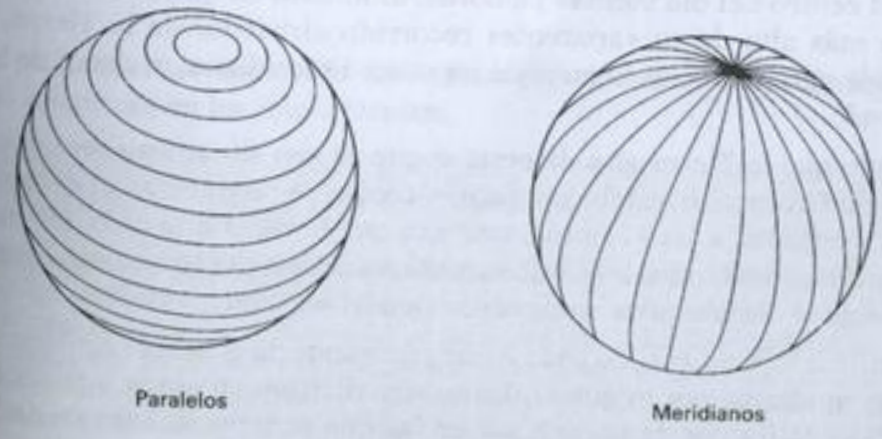


Figura 1.5. Meridianos y Paralelos.

Ecuador hasta cada uno de los polos. Todos los puntos situados sobre un mismo paralelo tienen igual latitud.

Extensión lineal de los grados de meridianos y paralelos

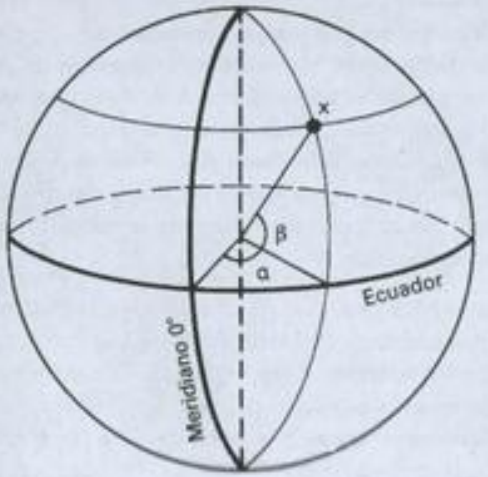
La extensión lineal de los grados en que se dividen meridianos y paralelos no es igual en todos los lugares. En el Ecuador un grado de este paralelo mide 111,322 km. Según ascendemos en latitud el valor del grado es menor, hasta ser cero en el polo, dado que los paralelos constituyen circunferencias de diámetro decreciente. Los grados de meridiano son sensiblemente iguales. Tan sólo se observa una pequeña diferencia relacionada con la forma achatada de la esfera terrestre, de modo que en la proximidad al Ecuador un grado de meridiano mide 110,5 km y en la cercanía al polo 111,7 km. Naturalmente, con la latitud varía la velocidad de giro. Todos los puntos de la Tierra hacen un giro de 360° cada día, pero dado que el tamaño de los grados es muy diferente según la latitud, también lo es la velocidad lineal de giro, máxima en el Ecuador y mínima en los polos.

Medición del tiempo

El período de tiempo que tarda la Tierra en realizar el giro sobre sí misma constituye, por otro lado, la más clara y sencilla unidad de medida del tiempo: *el día*. Convencionalmente, el día se ha dividido en *24 horas*, siendo cada hora, por tanto, el tiempo que tarda la Tierra en girar 15°. El centro del día son las 12 horas, momento en que el Sol está en el punto más alto de su «aparente» recorrido alrededor de la Tierra, que coincide para todos los lugares de un mismo meridiano, es decir, de igual longitud.

Dado que la Tierra gira de oeste a este, si nos situamos sobre el meridiano de Greenwich, establecido como cero o de referencia, en el momento del mediodía, a las 12 horas, tenemos que hacia el este cada 15° es una hora más tarde (tendríamos que sumar una hora a nuestro reloj), mientras que hacia el oeste es una hora menos (tendríamos que restarla).

Utilizar la hora real en cada lugar representaría enormes problemas en la vida moderna, por lo que se utiliza una división en *husos o zonas horarias*. Son 24 franjas de norte a sur en las que se toma la hora media para todo el huso y que tienen numerosas irregularidades sobre los continentes,



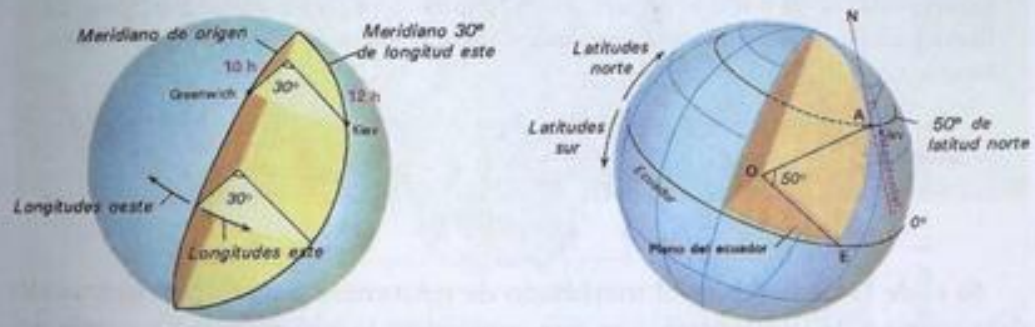


Figura 1.6. Longitud y latitud.

para uniformar territorios de un mismo país y que no haya demasiadas horas diferentes en los muy extensos.

Las zonas horarias

El establecimiento de las *zonas horarias* es relativamente reciente. A finales del siglo XIX existían un gran número de horas oficiales, se podría decir que una por cada gran ciudad, lo que con el incremento de movilidad y facilidad de transporte, que se iba dando, ocasionababastantes dificultades. En 1870, Sir Sandford Fleming, un ingeniero de ferrocarriles canadiense, se planteó trazar un plan para establecer un sistema horario estándar.

Siguiendo su iniciativa, en 1884, representantes de 27 países se encontraron en Washington, en la *Conferencia del Meridiano*, y adoptaron un sistema horario que es básicamente el que se mantiene en nuestros días. Este sistema divide al mundo en 24 zonas o husos horarios, cada uno de aproximadamente 15 grados de longitud, el meridiano cero, que sirve como referencia para el resto de zonas, se sitúa trazando una línea de norte a sur que pasa por Greenwich, en el Reino Unido. Cada zona que se avanza hacia el este desde Greenwich supone una hora más, y una hora menos, si avanzamos en dirección oeste.

Sobre esta norma existen cantidad de excepciones, debido a que la mayoría de los grandes países tienen un número de horas oficiales inferior al que les correspondería de acuerdo con las franjas horarias. El ejemplo más llamativo lo constituye China, que utiliza la misma hora en todo su territorio. A la hora que determina el huso horario de Greenwich se le denomina *tiempo promedio de Greenwich o Greenwich Mean Time (GMT)*. La zona horaria que corresponde al territorio español es la situada inmediatamente al este de Greenwich, por lo que la hora en España se encuentra en el huso horario GMT + 1, o dicho de otro modo, una hora más que la del meridiano de Greenwich, con la excepción de las islas Canarias, que se encuentran en el mismo huso horario de Greenwich.

También fue idea de Fleming la utilización del meridiano 180° como el de *cambio de fecha*.

Si el de Greenwich es el meridiano de referencia para la determinación del tiempo y de la longitud, hay que considerar también la importancia del *meridiano 180°*, también conocido como de medianoche, en el que desde 1884, se acordó por la Conferencia Internacional sobre Meridianos, fijar la *línea de cambio de fecha internacional*.

Otras consecuencias del movimiento de rotación

La *posibilidad de orientarnos* y de *medir el tiempo* son consecuencias derivadas del movimiento de rotación. Hay que destacar, también, otras de enorme importancia. La primera es la *sucesión de períodos de iluminación, día, y de oscuridad, noche*. Cada punto de la Tierra sufre esta alternancia, que hace posible que se dé un período de *calentamiento* y otro de *enfriamiento*, puesto que tanto la luz, como el calor proceden del Sol. De este modo, en todos los lugares se recibe la cantidad necesaria de luz y calor que hace posible la vida.

Figura 1.7. Las zonas horarias.

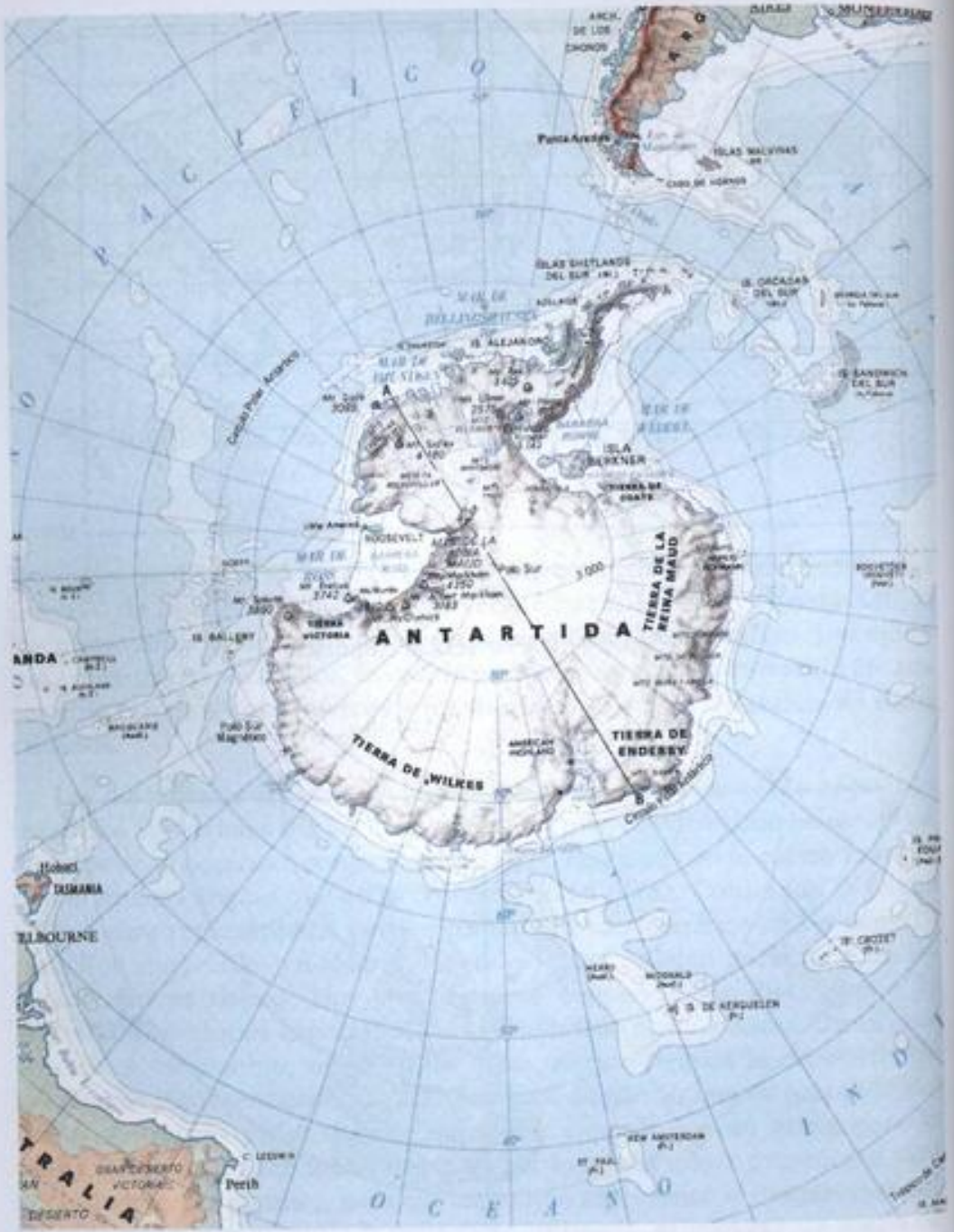


Figura 1.14. Proyección acimutal.

Tipos de proyecciones

Las proyecciones posibles son numerosísimas. Se suelen clasificar en cuatro grupos:

Cenitales o acimutales. Proyectan la superficie del globo sobre un plano desde un centro determinado de perspectiva, cuyo punto de mira se sitúa en el centro del globo, en los antípodas, o externo. Para imaginarlo es muy gráfico utilizar una red de meridianos y paralelos de alambre. Introducir una luz y ver la sombra proyectada en una pared. Pueden ser *polares, ecuatoriales y oblicuas*, según que el plano tangente sea perpendicular, paralelo u oblicuo al eje terrestre. Según donde se sitúe el foco desde el que se realice la proyección tenemos proyecciones: *ortográficas, estereográficas y gnomónicas*.

Cónicas. Las más sencillas son las llamadas *simples*, que son tangentes a un solo paralelo, único que conserva la escala. Una modificación consiste en hacer que el cono sea tangente a dos paralelos. Las *policónicas* utilizan varios paralelos de base por medio de varios conos.

Cilíndricas. Los meridianos y paralelos aparecen como rectas que se cortan en ángulo recto, con una separación constante los meridianos, mientras que los paralelos se van espaciando según se asciende en latitud. Muy utilizada en mapas mundi presenta una gran deformación en las altas latitudes, que a menudo llevan a una imagen muy distorsionada de las dimensiones de los continentes. Muy conocida es la *proyección conforme de Mercator*. Una interesante variante es la llamada *UTM (Universal Transversa de Mercator, o conforme de Gauss*, que consiste en utilizar un cilindro tangente a un doble meridiano. Es la utilizada mucho tiempo para la confección del mapa topográfico nacional de España a escala 1:50.000.

Complejas. Hay otras muchas proyecciones, que combinan varias figuras y son muy utilizadas sobre todo para mapas mundi. Entre las más frecuentes estarían: la *homolográfica o de Mollweide*, (equivalente) en la que sólo son rectas los paralelos y el meridiano cero, con doble longitud el Ecuador, los restantes meridianos son arcos de elipse. La sinusoidal, similar, pero con los meridianos, salvo el cero, como curvas sinusoidales y *la homolosena*, que combina las dos anteriores.

Es de destacar una proyección moderna la llamada *de Peters*, que encierra toda una filosofía y es especialmente crítica con la imagen del mundo transmitida por las proyecciones clásicas, especialmente la de Mercator y por el dominio ejercido por Europa. Él propone una nueva proyección que busca tener fidelidad de superficie, de eje y de posición. La imagen, que choca a quien la ve por vez primera pretende una forma más cercana a la realidad de la superficie de los continentes. Ha sido adoptada por algunos organismos internacionales.

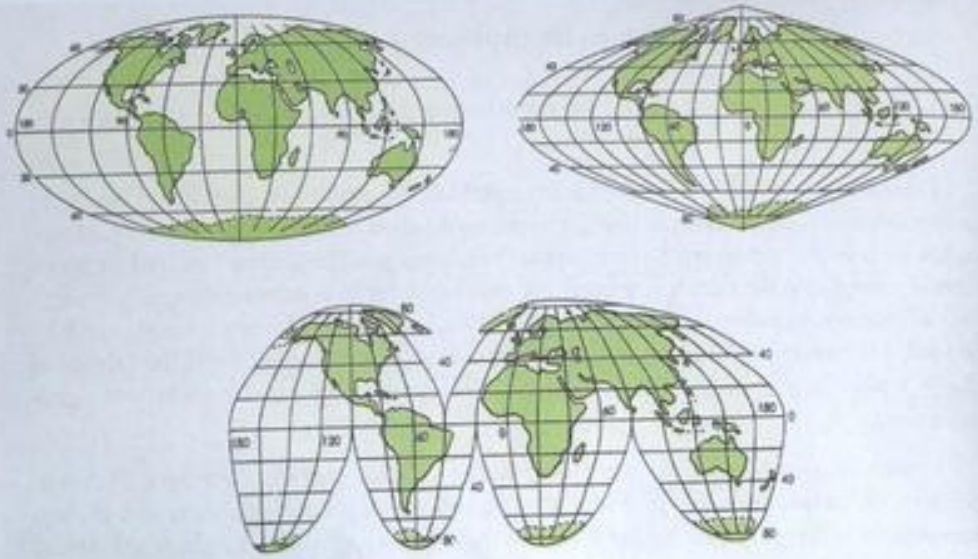


Figura 1.15. Ejemplos de proyecciones complejas: a) homolográfica; b) sinusoidal y c) homolosena.

3.2. La escala

El mapa es una representación convencional de la configuración superficial de la Tierra y, como tal, tiene que guardar una proporción o relación de tamaño con el objeto representado. La *escala* es la relación de reducción entre las distancias reales y las del mapa, o dicho de otro modo, la relación matemática entre las dimensiones reales y las de su representación en un mapa. Se expresa como una fracción en la que el numerador es la unidad y el denominador el número de veces que cualquier medida en el mapa es mayor en la realidad. Una escala 1:50.000 expresa que un centímetro equivale a 50.000 centímetros en la realidad (50.000 cm = 500 m).

Se considera *gran escala* a la que tiene pequeño denominador y *pequeña escala* a la que lo tiene grande, aunque con excesiva frecuencia se utilizan erróneamente estos dos conceptos. Los mapas de mayor escala, a partir de en torno a 1:10.000 para abajo, son los *planos* propiamente dichos.

Figura 1.16. Proyección de Peters.

En los mapas se puede expresar la escala en forma *numérica* (1:25.000; 1:100.000, etc.) y también en forma *gráfica*, como un segmento en el que se incorporan las equivalencias en metros, kilómetros, etc., que permite medir directamente sobre el mapa con ese segmento, sin necesidad de hacer la conversión.

Gracias a la escala es posible medir también superficies, ya que las figuras representadas son semejantes y, por tanto, las áreas son iguales al cuadrado de la razón de semejanza

Relación entre superficie real y del mapa

$Sm / Sr = (1/x^2)$ Por tanto, $Sr = Sm$ por x^2

Siendo: Sm = superficie medida en el mapa;
Sr = superficie en la realidad y
x = denominador de la escala.

3.3. Bases matemática y geográfica. Tipos de mapas

Triangulación, proyección y escala forman parte de la *base matemática* de la confección de un mapa. La posterior representación de la *altimetría*, esto es el relieve y la *planimetría*, o conjunto de accidentes del terreno, obra de la naturaleza o de la intervención humana, llena el mapa de información y contenido, que lo convierten en un documento de enorme valor, en Geografía, por descontado, y en multitud de disciplinas, entre las que ocupa lugar de excepción la Historia.

Destacamos, por su interés, la representación del relieve, preocupación desde los comienzos de la Cartografía, que tras etapas de tipo pictórico, que representaban las elevaciones del terreno como *perfiles abatidos* o pequeños trazos para dar sensación de relieve, o simples *cotas de altitud*, ha alcanzado gran precisión, y hasta belleza, por medio de las *curvas de nivel*. Consisten en unir, por medio de una línea, los puntos del terreno de igual altitud (por eso se llaman también *isohipsas* de iso = igual e hipsos = altura). La altitud se toma con una base de referencia establecida previamente, siendo con frecuencia el nivel de mar. Es como suponer el relieve cortado por planos horizontales paralelos entre sí.

En cada mapa se mantiene constante la separación de las curvas de nivel, a la que se da una determinada equidistancia, que suele ser en múltiplos de 10. Por ejemplo en el mapa topográfico nacional es de 20 metros. Cuando la escala del mapa es muy pequeña las curvas de nivel se sustituyen por *tintas hipsométricas*, que consisten en dar el mismo color a los espacios comprendidos entre intervalos determinados (por ejemplo de 100 a 250 m de 500 a 1.000, etc.). Para facilitar la lectura y conseguir mayor belleza, muchos mapas aparecen además, *sombreados*.

Las curvas de nivel, además de ayudar a visualizar el relieve, son de absoluta precisión y permiten medir directamente sobre el mapa, calcular pendientes, alturas y levantar perfiles topográficos y alzados del terreno.

La planimetría y la rotulación añaden muchísima información, que enriquece el documento.

En función de sus características y objeto para el que se realizan, existen muy variados tipos de mapas, según el objeto que nos ocupe podemos hacer diversas clasificaciones. Sólo nos interesa destacar, para los objetivos de este curso, dos grandes conjuntos:

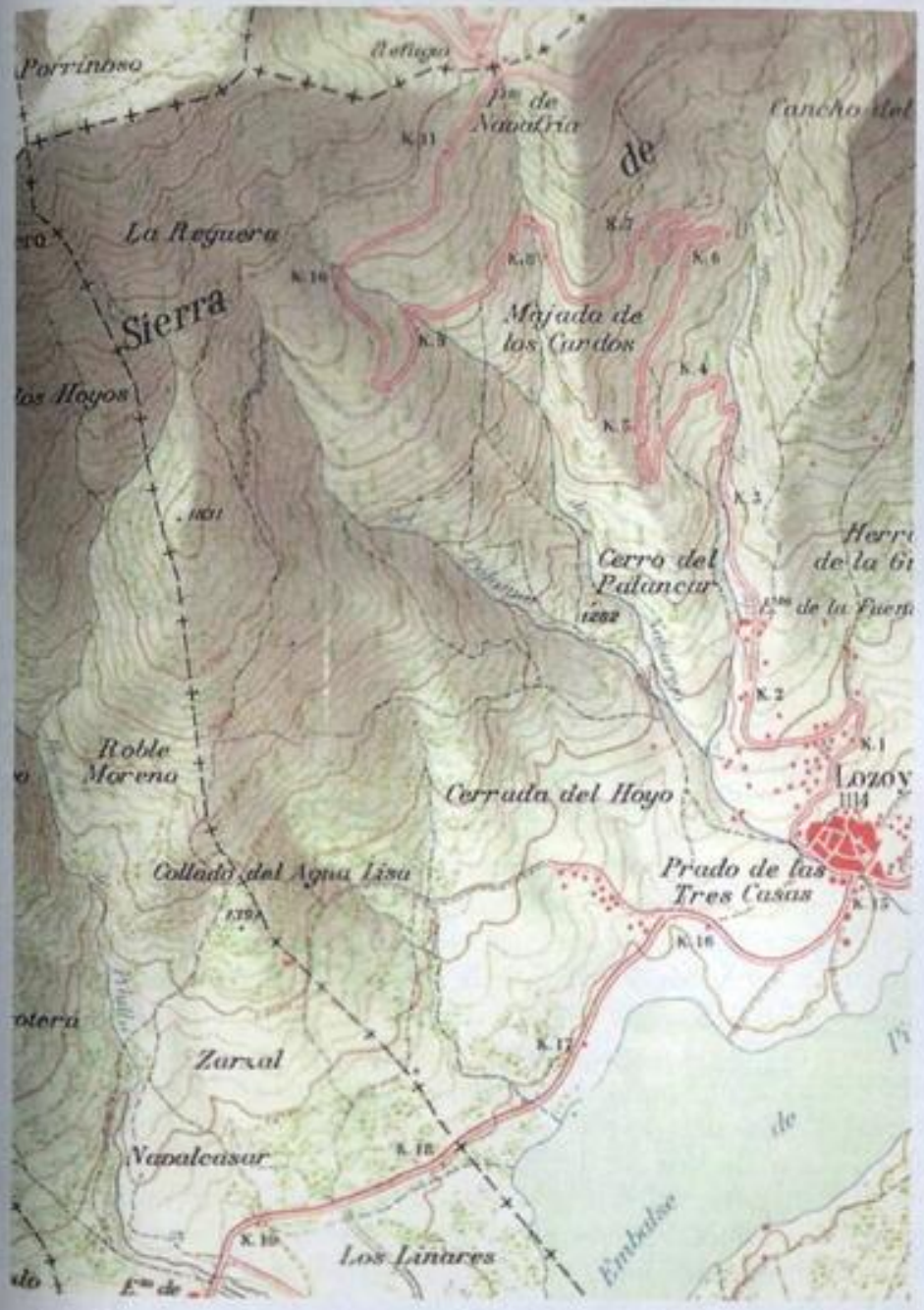


Figura 1.17. Fragmento de una hoja del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

- *Mapas topográficos*, que representan la superficie tal como se presenta con su aspecto físico y los resultados de la actividad humana (algo similar a como vemos la Tierra desde un avión)
- *Mapas temáticos*, que tienen por objeto la representación de un tema, fenómeno o aspecto concreto, quedando la parte topográfica en un segundo plano. La variedad de mapas temáticos es inmensa, siendo frecuente diferenciar dos grupos: los que son de carácter *cualitativo*, que muestran la localización o distribución del fenómeno, y los de tipo *cuantitativo*, que añaden una precisión numérica, estadística o de otras categorías.

3.4. Otras formas de representación

La representación de la Tierra no es objeto exclusivo de la Cartografía. Con los avances científicos y tecnológicos se han ido multiplicando las posibilidades de conocer, reproducir y representar la superficie terrestre y toda la Tierra. Especialmente interesantes son las posibilidades que brindan *la fotografía aérea y la teledetección*. Desde diversos «ingenios» que van de una avioneta a un satélite espacial, se pueden captar imágenes de la Tierra que permiten obtener información riquísima, en distintos momentos y hasta en tiempo real. Imágenes que pueden, además, capturarse con diversos procedimientos fotográficos (color, falso color, infrarrojos, etc.) y traducirse a formato digital. Estos nuevos procedimientos son utilizados para la confección de mapas, de gran precisión, sin necesidad de los laboriosos trabajos de preparación manual antiguos. Por otro lado, cada día adquieren más presencia los llamados *Sistemas de Información Geográfica*, conocidos por las siglas SIG o GIS según se tome del nombre en español o en inglés. *Los SIG* constituyen una nueva tecnología, dentro del ámbito de los Sistemas de Información, que permite gestionar y analizar la información espacial. Entre las muchas definiciones que se han realizado podemos citar la que lo considera «un sistema de información diseñado para trabajar con datos georreferenciados, mediante coordenadas espaciales o geográficas», o «una base de datos computerizada que contiene información espacial» o «un sistema para la captura, almacenamieno, corrección, manipulación, análisis y presentación de datos que están espacialmente representados sobre la Tierra». La posibilidad de digitalizar imágenes y de procesar la información espacial por medios informáticos, aumenta en forma espectacular las posi-

Figura 1.18. Fragmento de una fotografía aérea de Madrid.

de gran trascendencia. En primer lugar, las oscilaciones diarias de temperatura son inferiores en el mar. El agua se comporta como un gran acumulador de calor durante el día, cediéndolo, en parte, durante la noche. Esta situación se repite también a lo largo del año, por lo que los inviernos en las proximidades del mar son más bonancibles y los veranos más frescos.

5.1.6. Efecto de la elevación y la topografía

La *altitud* y la *exposición* de la vertiente a los rayos solares modifican, sensiblemente, la cantidad de la radiación solar que alcanza la superficie terrestre. Es evidente, que, con cielo despejado, las altas cumbres reciben una cantidad de insolación mayor que el nivel del mar, por la menor masa atmosférica que participa en la labor de filtrado. En las latitudes medias, la intensidad de la radiación solar se incrementa entre un 5% y un 15% por cada 1.000 metros de elevación. Ahora bien, si es cierto que la cantidad de energía recibida es superior, también lo es la facilidad con que se pierde. La debilidad de la atmósfera se manifiesta, negativamente, desde un punto de vista térmico, al no existir el efecto pantalla cuando la radiación llega a la Tierra, pero tampoco cuando se disipa en el espacio. Esta circunstancia explica las amplias oscilaciones térmicas existentes entre el día y la noche.

La influencia de la *exposición a los rayos solares* es muy elevada, sobre todo en las latitudes medias. En el hemisferio Norte, la *solana* o área de la montaña situada en el Sur recibe mayor cantidad de insolación por unidad de superficie, como consecuencia de la mayor perpendicularidad de los rayos del Sol (Fig. 2.10). La situación inversa se presenta en la *umbría* o

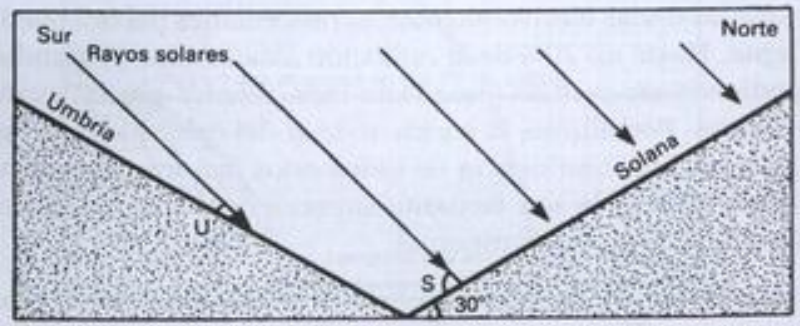


Figura 2.10. Influencia de la exposición en la incidencia de los rayos solares.

área norte. El fenómeno se manifiesta de manera contraria en el hemisferio Sur, donde la zona norte, más próxima al Ecuador, recibe mayor impacto de los rayos solares.

5.2. La distribución de la radiación solar en la superficie terrestre

Después de haber revisado la influencia de los principales factores que intervienen en el desigual reparto de la insolación, podemos comprender mejor los contrastes existentes entre las diferentes áreas de la superficie del globo.

El mapa de la figura 2.11 recoge los valores de la radiación solar anual recibida en los diferentes lugares del planeta. El efecto de la *altura solar* se refleja en la disposición latitudinal de las isolíneas de radiación, cuyo valor decrece hacia las latitudes más altas. Sin embargo, el modelo se rompe por la influencia del *contraste tierra-mar* y la importancia de la *atmósfera* en su labor de filtrado. Los valores máximos se localizan, no en el Ecuador, sino a lo largo de los trópicos, principalmente a lo largo del Trópico de Cáncer,

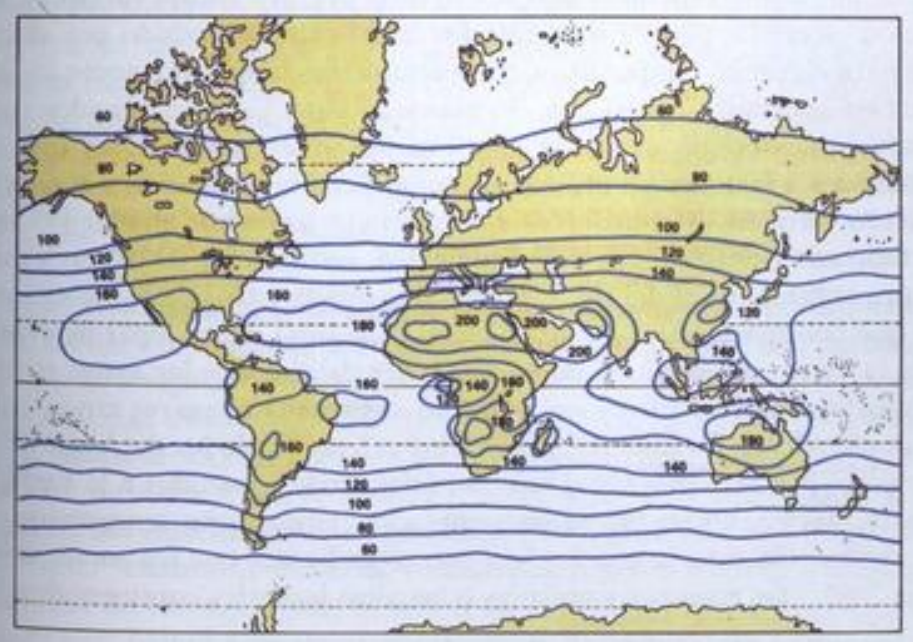


Figura 2.11. Distribución de la radiación global anual en la superficie de la Tierra (kilolangleys).

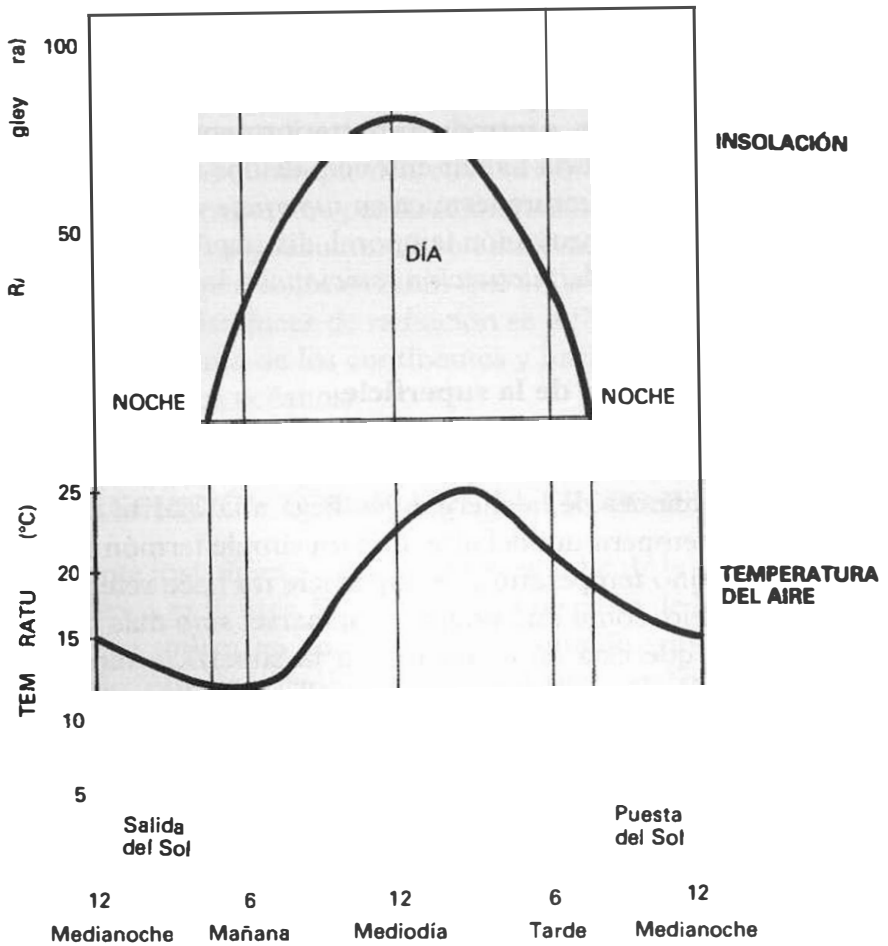


Figura 2.12. Ciclos diarios de la temperatura de superficie y la insolación terrestre.

perfil del ciclo diario de temperatura del aire, observamos un cierto desfase respecto al máximo de la insolación. Este desfase es producto de la *inercia térmica* de la superficie terrestre, lo que explica que la temperatura máxima del aire se produzca unas horas más tarde, entre las 12 del mediodía y las 6 de la tarde. De igual manera, la temperatura mínima del día no se produce inmediatamente después de desaparecer la radiación solar. El aire va perdiendo progresivamente el calor almacenado y alcanza su temperatura más baja hacia las 6 de la mañana.

Temperaturas diarias

A lo largo de la oscilación térmica diaria, existen dos momentos clave, que definen *las temperaturas máxima y mínima del día*. En el caso de la figura 2.12, estos valores serían de 25 °C y 12 °C, respectivamente. Otros valores de interés a tener en consideración son la *amplitud térmica diaria* o distancia entre ambos valores extremos (25 °C – 12 °C = 13 °C) y la *temperatura media diaria*. Este último valor se suele calcular, aproximadamente, como valor medio de las dos temperaturas extremas. Cuando no se dispone de termómetros de máxima y mínima, instrumentos de medida que permiten obtener ambas temperaturas, mayor y menor, se suele tomar como temperatura media la registrada a las nueve de la mañana.

Los *factores geográficos y estacionales* son decisivos en el perfil de la oscilación térmica diaria. Así, la latitud y la estación del año desempeñan un papel fundamental. En las latitudes templadas, sobre todo en verano con ausencia de nubosidad, las diferencias térmicas entre los días y las noches son muy marcadas. Algo semejante ocurre en las altas montañas o en las regiones subtropicales desérticas, donde la debilidad de la protección atmosférica incrementa los valores de la amplitud. También la continentalidad juega a favor de hacer mayores las diferencias diarias de temperatura. Por contra, la presencia de los océanos o la existencia de capas nubosas de los países tropicales explican las débiles oscilaciones de temperatura a lo largo del día y la noche.

6.1.2. Las variaciones estacionales

La representación gráfica de las temperaturas medias mensuales a lo largo del año da lugar a una curva de temperaturas oscilatoria, con valores máximo y mínimo, semejante a la del ciclo térmico diario.

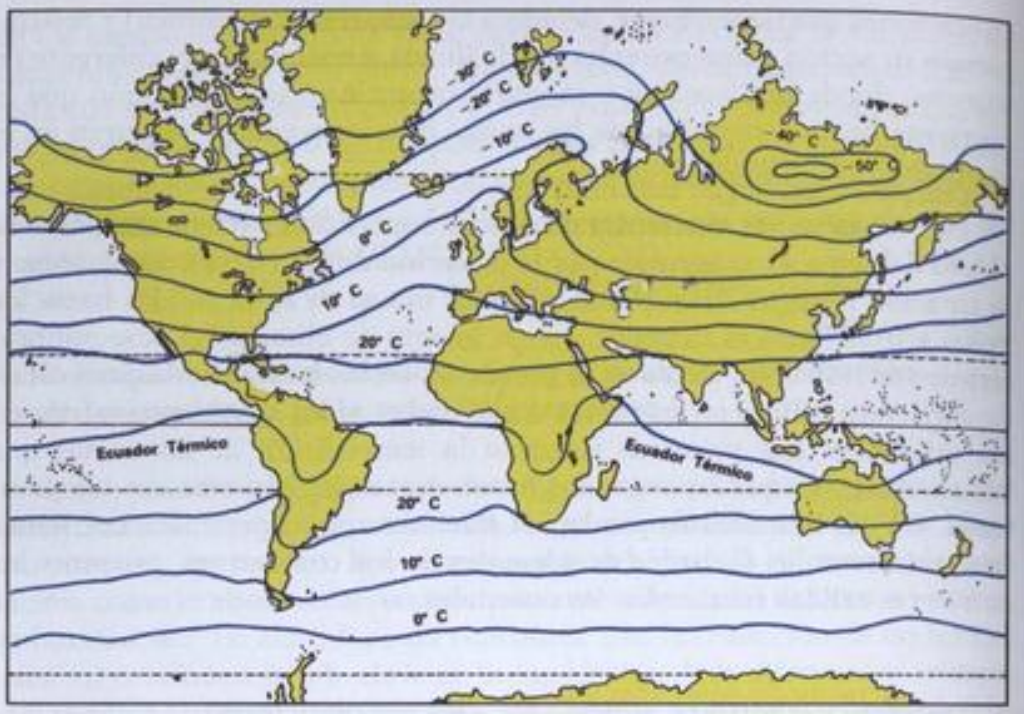


Figura 2.14. Distribución de las temperaturas medias del mes de enero sobre la superficie del globo terrestre.

ra, sobre un mismo paralelo, las temperaturas son más elevadas en el mar y más bajas en los continentes. En el mes de julio, sucede lo contrario y la isoterma se desplaza hacia el Norte en el continente.

El peso de la *continentalidad* se refleja en la existencia de áreas delimitadas por isotermas que se cierran, manifestando o muy bajas temperaturas en invierno (sobre la zona de Siberia) o muy altas temperaturas en verano (Sahara y Asia Central). Además, puede apreciarse cómo la línea de mayor temperatura o ecuador térmico no coincide con el ecuador geográfico. La masividad continental del hemisferio Norte desplaza el ecuador térmico en latitud durante el mes de julio en mucha mayor proporción que la que se produce en el mes de enero en el hemisferio Sur.

La *penetración de aire marítimo* hacia el interior de los continentes en las latitudes medias, fundamentalmente en el hemisferio Norte, introduce

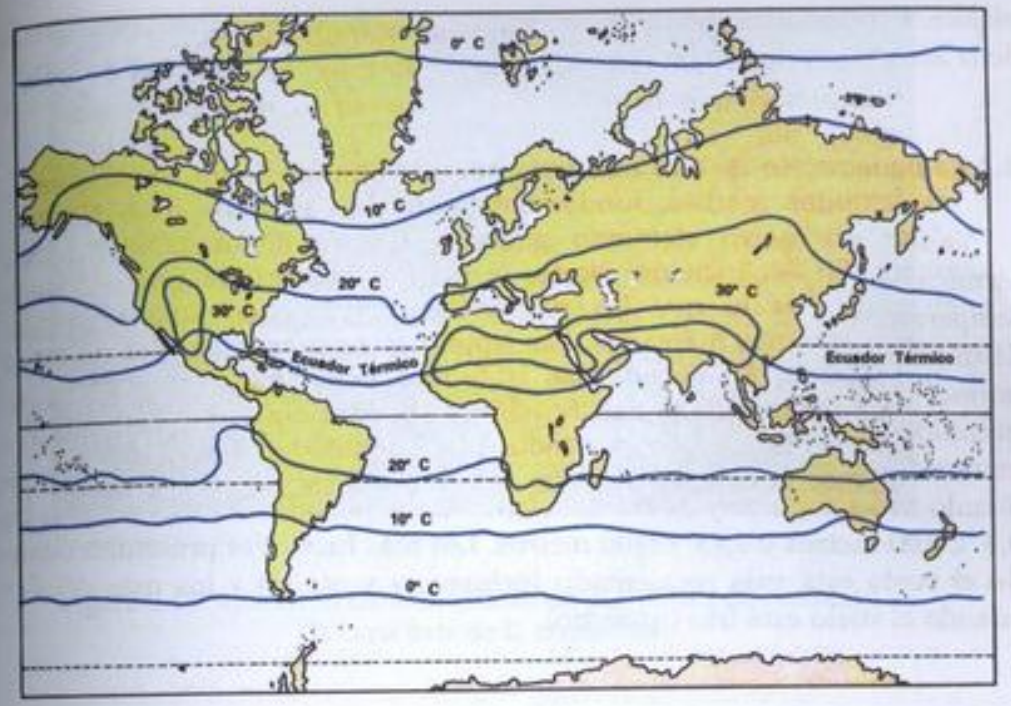


Figura 2.15. Distribución de las temperaturas medias del mes de julio sobre la superficie del globo terrestre.

un nuevo elemento diferencial en la distribución de las isotermas. En América del Norte, la barrera montañosa impide esta penetración, por lo que las diferencias térmicas en latitud en el continente son más marcadas. Las isotermas se presentan más juntas. Por el contrario, en Europa, las isotermas están más separadas, lo que pone en evidencia la dulcificación y suavización térmica en latitud por la acción del aire, más cálido, procedente del mar.

Por último, conviene remarcar las diferencias existentes para un mismo océano, o continente, entre las *fachadas orientales y las occidentales*. Este hecho se aprecia, fácilmente, comparando los valores de las temperaturas correspondientes a dos estaciones meteorológicas situadas en la misma latitud. En las latitudes altas, las costas occidentales de los continentes (u orientales de los océanos) mantienen una temperatura más elevada que las costas orientales continentales (u occidentales de los océanos). En las regiones tro-

picales, la disimetría térmica se invierte. Este fenómeno es la consecuencia de la acción térmica de las corrientes marinas sobre las costas que bañan.

6.1.4. *La estructura térmica en altura*

Ya tuvimos ocasión de expresar en el apartado 2.1, cómo la estructura térmica de la troposfera en altura muestra un descenso casi constante de la temperatura, a medida que nos elevamos sobre la superficie terrestre. Esta disminución o gradiente térmico negativo se denomina *gradiente vertical normal de la temperatura* y suele moverse habitualmente en valores comprendidos entre 0,5 °C y 0,7 °C, cada 100 metros de elevación. Los valores extremos alcanzados por el gradiente aún pueden ser superiores, dependiendo de los lugares y de las estaciones, habiéndose observado valores de 0,4 °C/100 metros y 0,75 °C/100 metros. Los más fuertes se presentan cuando el suelo está más recalentado (primavera y otoño) y los más débiles cuando el suelo está frío (invierno).

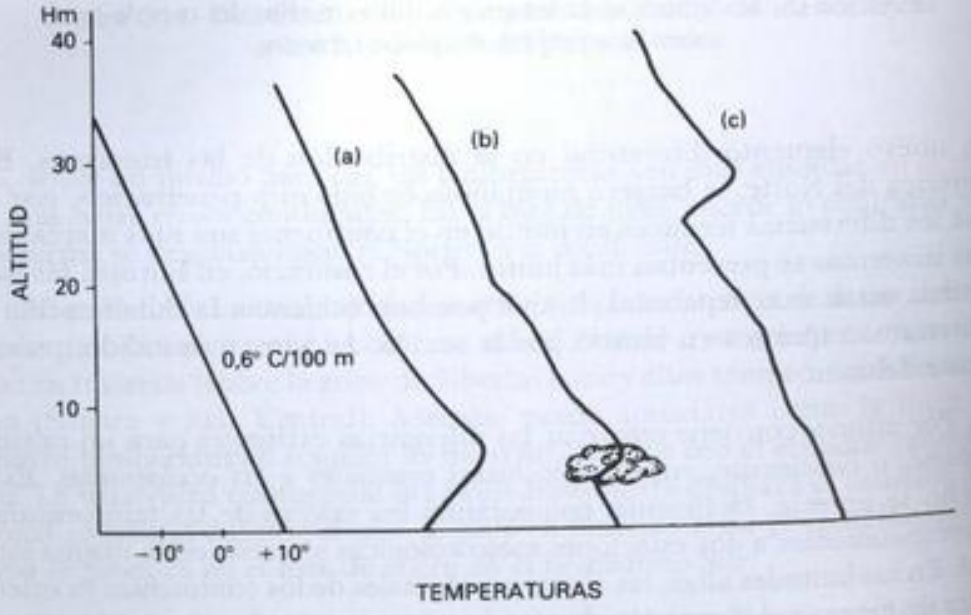


Figura 2.16. Inversiones térmicas en el gradiente vertical de la troposfera.

Fuente: Waugh, D. (1995).

Figura 2.17. Inversión térmica producida por déficit de radiación en la capa baja de la atmósfera.

Una de las circunstancias que transforma las condiciones normales del gradiente térmico es el calentamiento o enfriamiento muy pronunciados de la superficie terrestre. Por la noche, debido a la ausencia de radiación solar, el aire en contacto con el suelo se encuentra más frío que el de la parte superior, produciéndose lo que se denomina una *inversión térmica* (figura 2.16, detalle a). Un fenómeno similar puede producirse por causas diferentes; así, una formación nubosa de poca altura o la presencia de un mar de nubes en los valles montañosos explican el déficit de radiación de las capas bajas de la atmósfera (figura 2.16, detalle b y figura 2.17). La inversión térmica también puede producirse por la existencia de masas de aire, en contacto, de diferente naturaleza (figura. 2.16, detalle c).

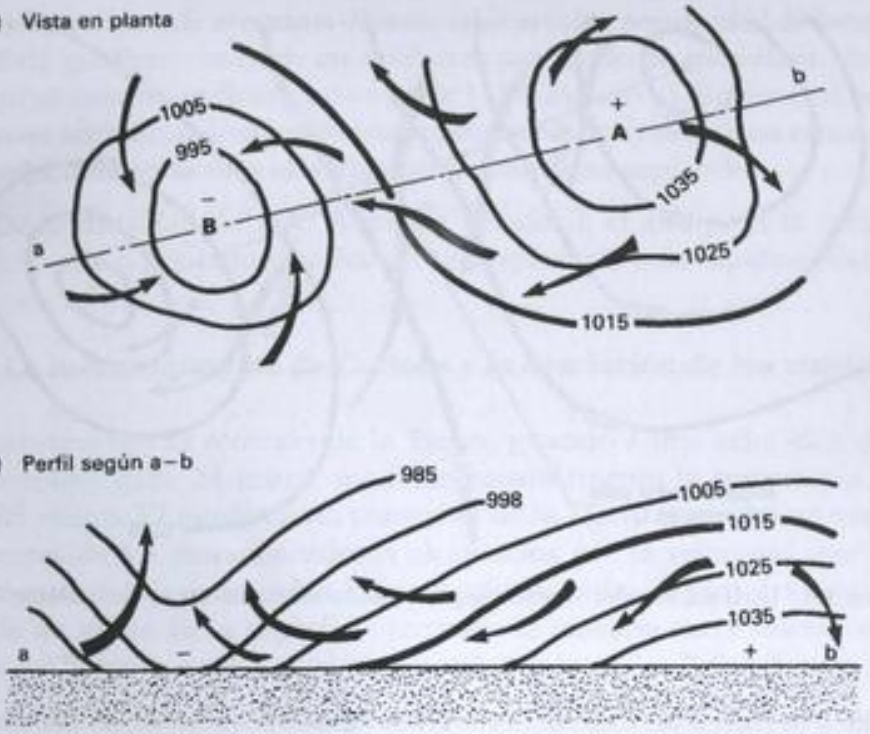


Figura 3.7. Convergencia y divergencia del aire.

Los ciclones o áreas de bajas presiones actúan a modo de centros de convergencia atmosférica. El aire se eleva, por tanto, en una depresión y desciende en un anticiclón, produciéndose de esta manera un flujo compensatorio a nivel del suelo (figura 3.7).

2.2. La circulación general atmosférica

En este apartado, vamos a mostrar la distribución del mapa de presiones en superficie y altura, con los principales centros de acción existentes, su situación y su variación estacional, así como el sistema de vientos dominantes que de ellos resulta.

2.2.1. *El mapa de la distribución de presiones y el sistema de vientos dominantes en la superficie terrestre*

Las figuras 3.8 y 3.9 nos muestran la *distribución de presiones medias* en los meses de enero y julio, calculadas como promedio de los valores alcanzados a lo largo de cada mes y reducidas al *nivel del mar*. De su observación pueden deducirse una serie de rasgos generales:

1. Una tendencia a la *zonalidad* en la situación de las áreas de altas y bajas presiones. Así, se aprecia una zona de bajas presiones en el Ecuador, altas presiones en latitudes subtropicales, bajas presiones en las latitudes medias o subpolares y altas presiones en ambos polos.
2. Las diversas franjas de presión *varían su posición estacionalmente*. En enero se encuentran más desplazadas hacia el Sur que en el mes de julio.

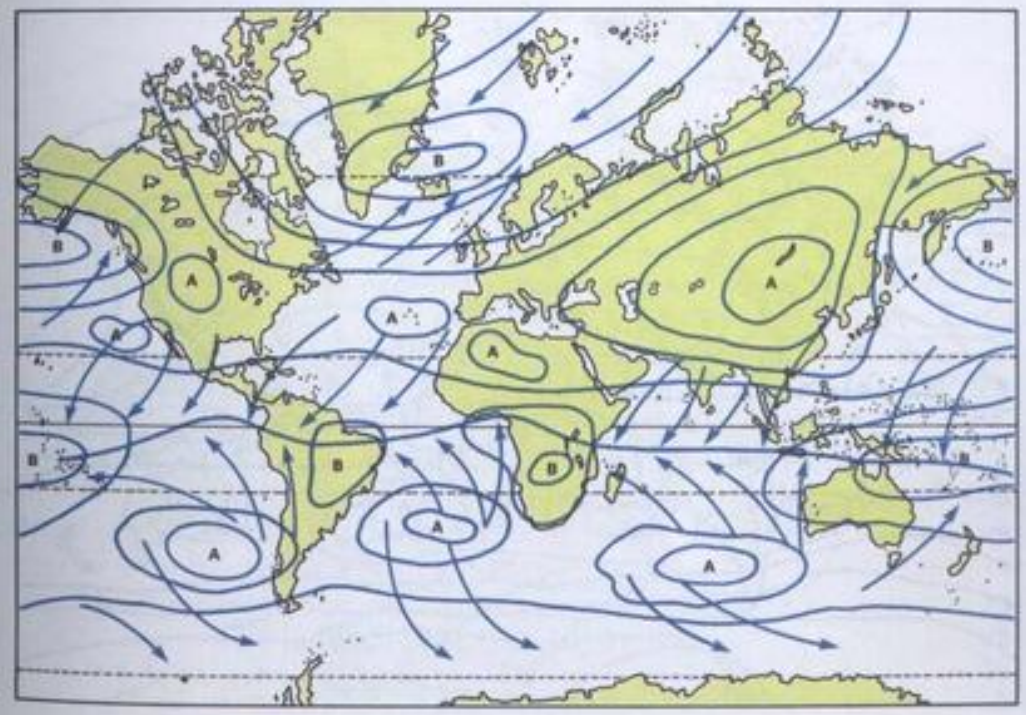


Figura 3.8. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de enero).

3. Este modelo zonal queda alterado por la *distribución de los océanos y continentes*. En verano, los continentes se calientan más rápidamente que los océanos y son ocupados por bajas presiones térmicas, mientras que, durante el invierno, la presencia de aire pesado y frío es la causa de la existencia de altas presiones continentales. En un continente masivo, como el asiático, se observan con facilidad los grandes contrastes térmicos verano-invierno. En el período estival, las altas temperaturas y las bajas presiones dominan hasta prácticamente el Polo Norte. En invierno sucede lo contrario y las altas presiones ocupan los continentes masivos.
4. En el hemisferio Sur, los contrastes de presión entre tierras y mares son menos marcados, debido al inferior porcentaje de tierras emergidas.

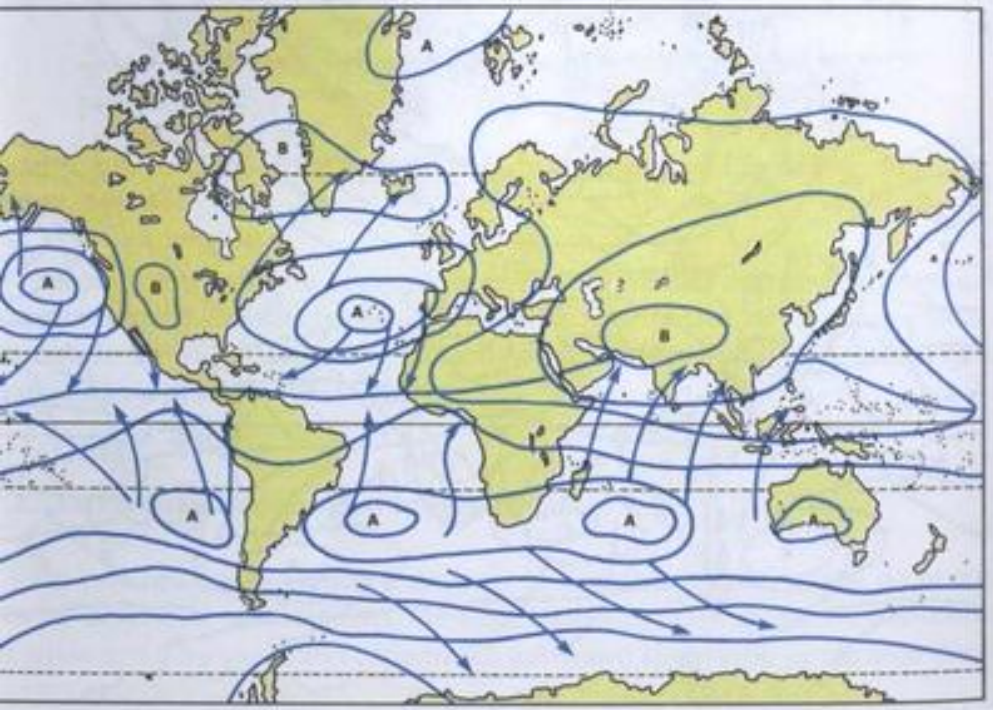
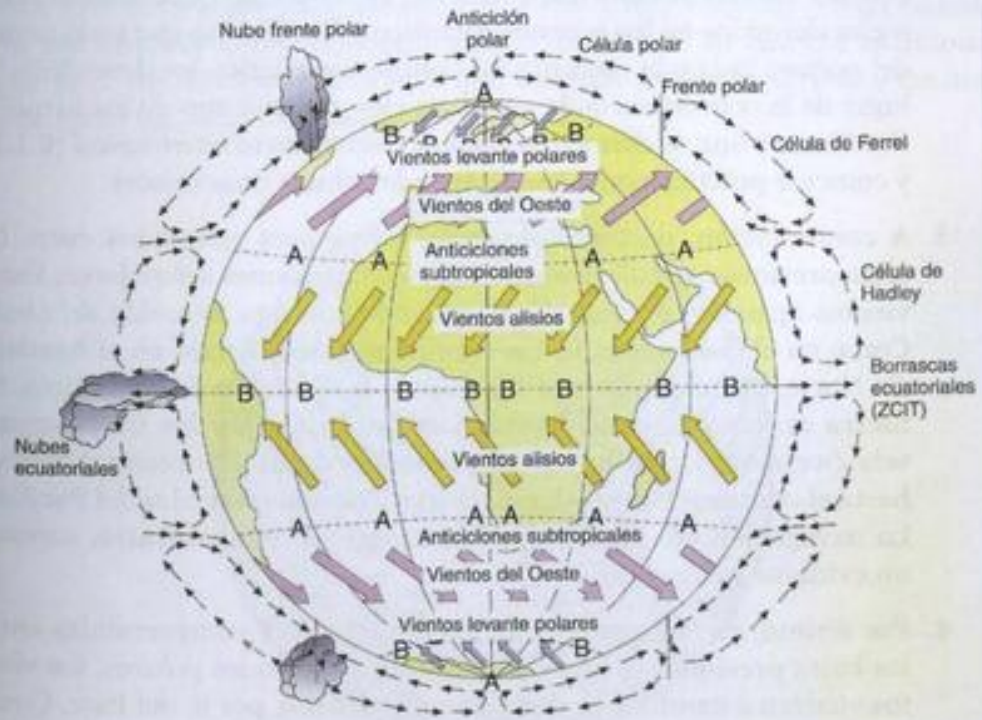


Figura 3.9. Mapa de presiones en superficie sobre la superficie terrestre (mes de julio).

Esta distribución de presiones es la causa del movimiento del aire. La relativa estabilidad de las posiciones de los centros de acción permite hablar de la existencia de un *sistema de vientos dominante* y de un modelo explicativo de los mismos, válido con carácter general, prescindiendo de los detalles relativos al contraste océanos-continentes y a la influencia del relieve, que suponen factores geográficos muy importantes, que, sin embargo eliminamos en este nivel de la explicación. Los rasgos básicos del sistema de vientos terrestre son (figura 3.10):

1. El *cinturón ecuatorial*, delimitado entre los 5° de latitud Norte y Sur, se denominó, durante largo tiempo, cinturón ecuatorial de vientos variables y calmas. Situado en un área de bajas presiones, los débiles gradientes de presión, apenas tendrían fuerza suficiente para poner el aire en movimiento. Estas áreas de calma reciben el nombre de *doldrums*.

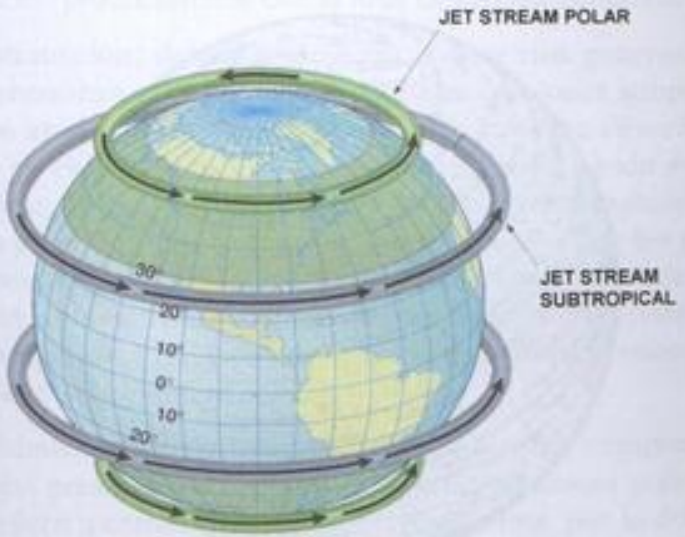


Fuente: CALVO, D., MOLINA, M. T. y SALVACHÚA, J. (2005)

Figura 3.10. Esquema general de la circulación atmosférica.

Esta circulación dominante del Oeste alcanza velocidades máximas en niveles superiores de la atmósfera, que llegan a valores comprendidos entre los 200 y los 400 km/h (en invierno). El flujo de mayor velocidad se halla concentrado en una estrecha franja, situada hacia los 30° de latitud (oscilante con las estaciones) y entre 9.000 y 15.000 metros de altitud, recibiendo el nombre de *Corriente en Chorro o Jet-Stream*. El Jet-Stream fue descubierto en el hemisferio Norte, durante la Segunda Guerra Mundial, y su conocimiento ha modificado sustancialmente las ideas que se tenían sobre la dinámica atmosférica. Posteriormente, se ha podido observar la existencia de una corriente de similares características en el hemisferio Sur e incluso un desdoblamiento del propio Jet-Stream en una rama subtropical, situada en los límites de los flujos de viento del Oeste y de las altas presiones subtropicales y en otro Jet polar (figura 3.12).

En la circulación zonal en altura, se observan cambios que afectan a la Corriente en Chorro, no exclusivamente como consecuencia de cambios estacionales, sino, a veces, en períodos de tiempo más breves. Estos *cambios* afectan, tanto a su posición en latitud, como a su velocidad y trayectoria. En invierno, el flujo es particularmente rápido y bajo en latitud, mien-



Fuente: McKnight, T. L. y Hess, D. (2002).

Figura 3.12. Situación del Jet Stream subtropical y polar.

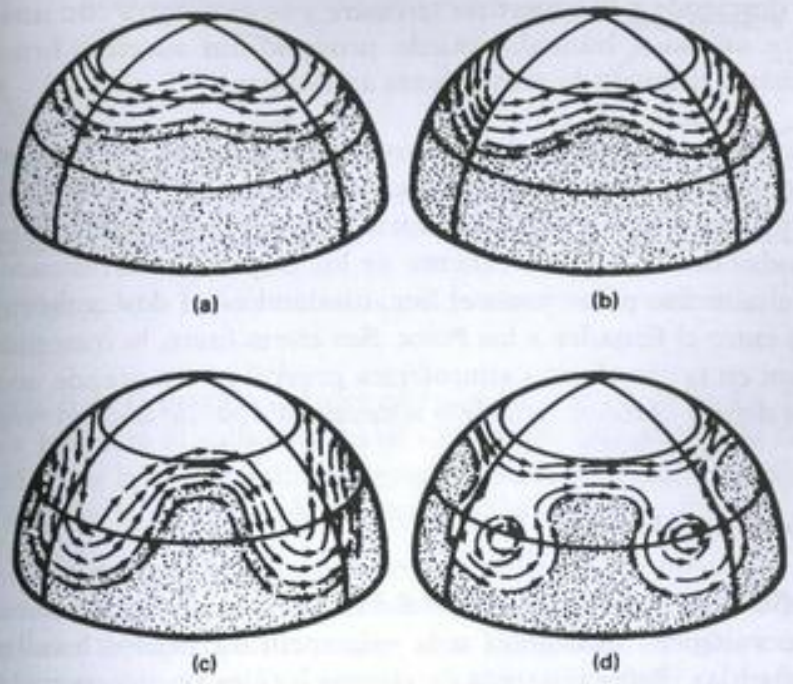
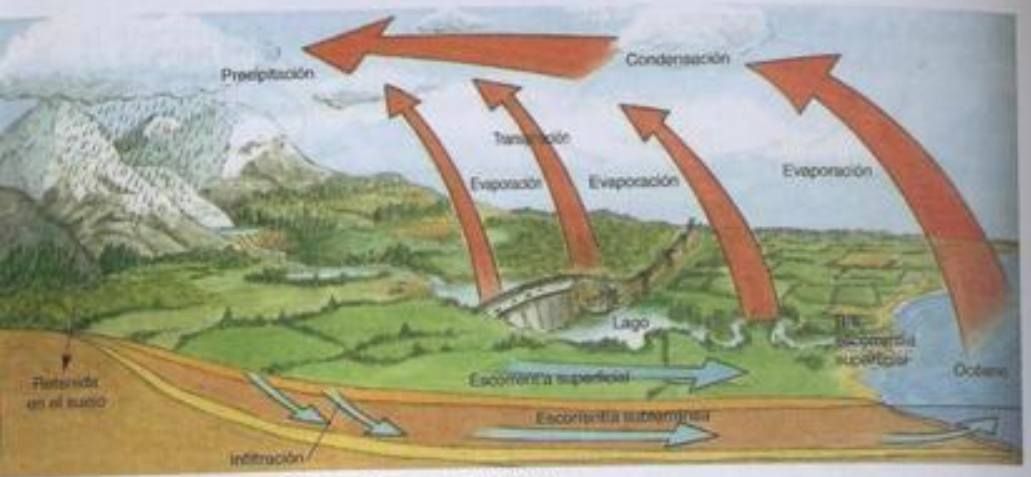


Figura 3.13. Evolución de la corriente en Chorro o Jet-Stream.

tras que en verano, la corriente se debilita, ascendiendo en latitud y realizando una trayectoria sinuosa. A estas variaciones estacionales se añaden, a veces, cambios más bruscos que modifican el carácter del Jet-Stream en un tiempo más breve. En general, se produce un ciclo, en el que la corriente del Jet pasa por varias fases sucesivas:

1. La corriente es *rápida* (150 km/h), casi zonal y relativamente alta en latitud (figura 3.13).
2. Comienzan a aparecer ondulaciones, cada vez de mayor amplitud, en una corriente aún de velocidad elevada, que dan nacimiento a *curvaturas* positivas (sentido de las agujas del reloj) *anticiclónicas* y negativas (en sentido contrario), *ciclónicas*.
3. La circulación se hace más *lenta* (70 km/h) y la corriente del Jet describe una trayectoria cada vez más *sinuosa* que puede dar lugar al fenómeno de la gota fría, fenómeno de gran interés meteorológico, que consiste en el aislamiento de una masa de aire frío en altura, que



Fuente: Calvo, D.; Molina, M. T. y Salvachúa, J. (2005).

Figura 3.15. Ciclo hidrológico del agua en la naturaleza.

ción y la *precipitación*. Estas diversas fases constituyen los eslabones de un ciclo cerrado, denominado *ciclo hidrológico del agua* (figura 3.15). A grandes rasgos, y, aunque expongamos posteriormente con mayor detalle el mecanismo de cada una de estas fases, podemos describir el ciclo completo a partir de cada uno de los momentos clave de la transformación. Así, el agua de los océanos, mares, lagos, e incluso las plantas, pasa a la atmósfera, incrementando su humedad, mediante el mecanismo de la *evaporación*. El contenido de vapor de agua atmosférico depende de diversos factores, entre los que, sin duda, la temperatura es el más importante. Cualquier fenómeno que provoque el descenso de temperatura limita la capacidad del aire de mantener la humedad en estado de vapor y determina su *condensación* (formación de nubes) y posterior precipitación o caída a la superficie terrestre. La *precipitación* tiene lugar en forma de lluvia, granizo y nieve y cae directamente sobre los continentes y los océanos. El balance es desigual en ambos. Así, en los continentes, la precipitación supera a la evaporación. Parte del agua recogida moja el suelo y la vegetación y se evapora de nuevo, mientras que otra, o bien se filtra a través del suelo y alimenta los manantiales (escorrentía subterránea) o va a los ríos y corrientes y vuelve a los océanos (escorrentía superficial). Otra parte del agua permanece retenida, bien superficialmente (en forma de nieve en las altas montañas o de agua líquida en los lagos) o bien en las capas freáticas del interior. Su oscilación, a corto plazo, obedece fundamentalmente a las fluctuaciones estacionales. La evaporación, en estas aguas continentales, se está produciendo de manera continua, aunque es inferior el volumen de las precipitaciones que recibe de la atmósfera. En los océanos, por el contrario, la evaporación supera a la precipitación. El nivel del mar se mantiene constante por las aportaciones de los continentes.

3.2. La evaporación

Hemos adelantado, en el apartado anterior, que la evaporación es el resultado del escape hacia la atmósfera de moléculas de agua desde la superficie de un líquido. La velocidad de evaporación *depende de un conjunto de* factores; unos *facilitan* la energía cinética molecular y, por tanto, favorecen la evaporación, otros, por el contrario, la *dificultan*, entorpeciendo el movimiento del vapor hacia la atmósfera. Veamos separadamente la influencia de cada uno de ellos.

El cambio de estado líquido-vapor necesita calor. El *calor latente de evaporización* necesario para evaporar un gramo de agua *varía con la temperatura*, desde un valor de 600 calorías a 0 °C, hasta 540 calorías a 100 °C, cuando tiene lugar la ebullición. El proceso inverso de condensación devuelve el calor comunicado durante la evaporación. Como la evaporación tiene lugar fundamentalmente durante el día y la condensación (en la proximidad del suelo) durante la noche, la humedad del aire *atenúa* la oscilación térmica diaria, al absorber calor durante las horas de presencia solar y devolverlo en las horas de ausencia.

De lo dicho anteriormente, puede concluirse, fácilmente, que la *temperatura es el principal factor que afecta a la evaporación*. La evaporación máxima tiene lugar en condiciones de fuerte insolación. El calor procedente de la radiación solar eleva la temperatura del agua y la energía cinética de sus moléculas, permitiéndolas escapar de la atracción del resto de la masa líquida. La temperatura desempeña un papel *doblemente positivo* en la evaporación; por una parte, facilita la amplitud del movimiento molecular en el seno del líquido y las posibilidades de escape hacia la atmósfera, mientras que por otra permite que el aire pueda contener un mayor porcentaje de humedad, alejándose del punto de saturación. Ambos hechos determi-

Los movimientos ascendentes y descendentes del aire en la troposfera, en la medida que introducen modificaciones en la temperatura, densidad y humedad del mismo, son de gran importancia para comprender la condensación y precipitación atmosféricas. Si la ascendencia tiene lugar rápidamente, sin intercambio de calor con el exterior *(adiabático)*, situación que se aproxima bastante a la realidad, el aire disminuye aproximadamente su temperatura en *1 °C por cada 100 metros* de desnivel, tal como queda representado en la figura 3.16a. A partir del momento en que se alcanza el punto de saturación, se produce la condensación y la liberación de energía calorífica correspondiente al cambio de estado de vapor a líquido (calor latente de condensación). De esta manera, el enfriamiento debido a la disminución de presión queda compensado, en parte, reduciéndose a la mitad; sería ahora únicamente de *0,5 °C por cada 100 metros* en los que el aire continúa subiendo (figura 3.16b). A este descenso térmico se le conoce con el nombre de *enfriamiento adiabático húmedo,* para diferenciarlo del que tiene lugar antes de la saturación, denominado *enfriamiento adiabático seco.*

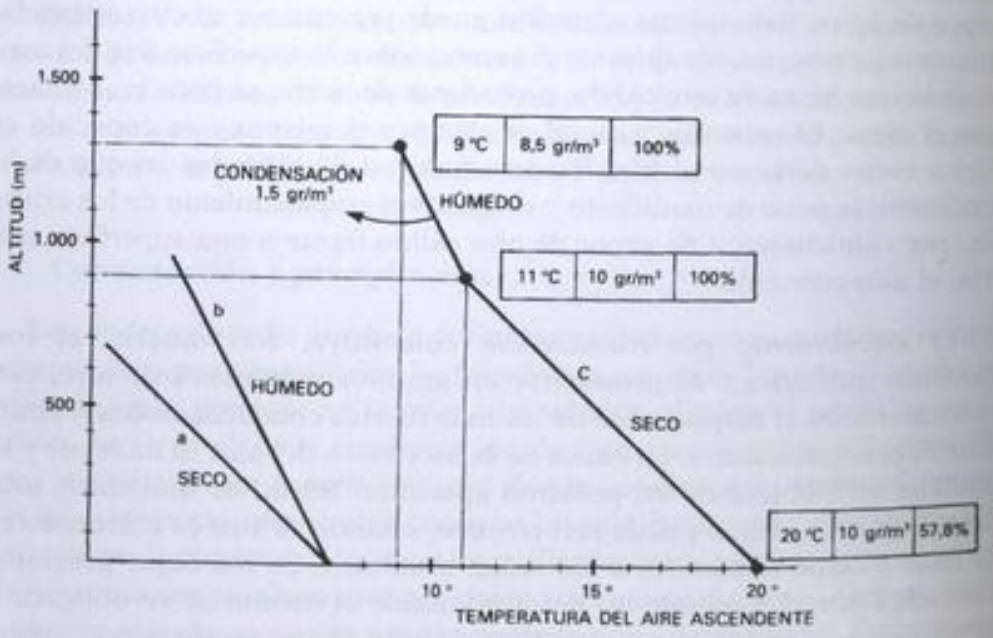
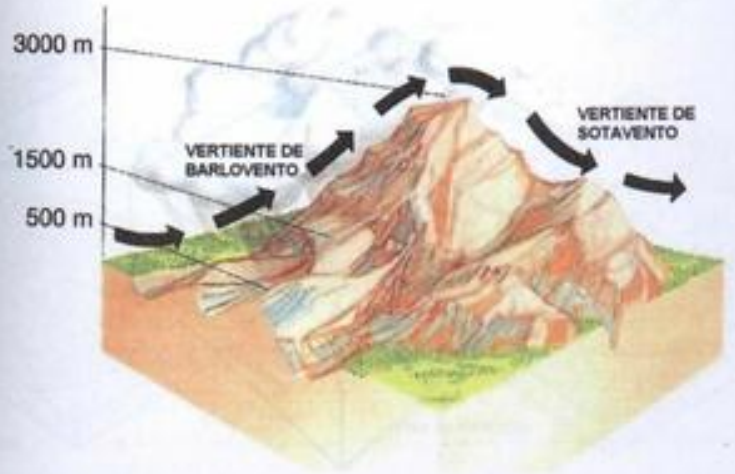


Figura 3.16. Enfriamiento adiabático del aire atmosférico.

3.3.2. *Los tipos de ascendencias*

El primer sistema, por el que una masa de aire puede elevarse, es por *calentamiento del suelo*. El aire caliente pierde densidad y presión y se ve obligado a subir. Es la ascensión denominada convectiva. El aire, en general, continúa elevándose en altitud hasta que encuentra una masa atmosférica circundante de igual o mayor temperatura. En ese momento, se produce la estabilización. Este tipo de ascensiones son muy frecuentes en las regiones tropicales y ecuatoriales, aunque también es familiar en las latitudes medias, en las tormentas de verano. Su *origen* es fundamentalmente *térmico.*

En segundo lugar, nos referiremos a las *ascensiones orográficas* (figura 3.17). El aire en movimiento, si se encuentra a su paso con algún obstáculo montañoso se eleva por la vertiente de barlovento (la que recibe directamente el impacto del viento) y desciende por la de sotavento. Este tipo de ascensión incrementa su efecto, si la corriente de aire contiene un alto porcentaje de humedad. Esta circunstancia se produce en las barreras montañosas próximas al mar, cuando las masas de aire son empujadas desde el océano hacia el continente. Si la disposición de las montañas es perpendicular a la dirección del viento, las precipitaciones son aún más abundantes.



Fuente: Scott, R. C. (1989).

Figura 3.17. Ascendencia orográfica del aire atmosférico.

Una vez superada la cumbre de la montaña, la consecuente subsidencia del aire provoca un calentamiento, como fenómeno inverso del enfriamiento y por los mismos motivos origina el denominado *efecto foehn*. El aire en la vertiente de sotavento se deseca y disminuye su humedad relativa, a medida que se produce el descenso, debido al incremento de presión.

Hemos dejado para el final, las ascensiones que tienen origen en las *perturbaciones frontales o ciclónicas*. La existencia de masas de aire de características muy contrastadas, formadas en lugares de la Tierra que les comunican sus propiedades térmicas e higrométricas (bien sean cálidas y húmedas del océano en verano, secas y frías de los continentes en invierno, etc.), hace aparecer superficies de separación entre ellas, denominadas frentes. La presencia de un frente es tanto más potente cuanto más grandes y vigorosos sean los *contrastes* entre las dos masas de aire, y ello, no sólo en lo relativo a sus propiedades físicas de humedad y temperatura sino también a su dinámica y movimiento. La acción del frente es mayor cuando las dos masas de aire se encuentran enfrentadas.

La superficie de separación rara vez es vertical. La mayor densidad del aire frío explica que tienda a introducirse en el cálido a modo de cuña, produciendo una superficie de contacto oblicua (figura 3.18).

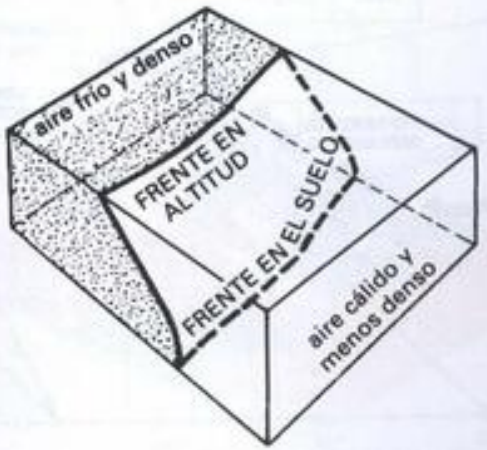
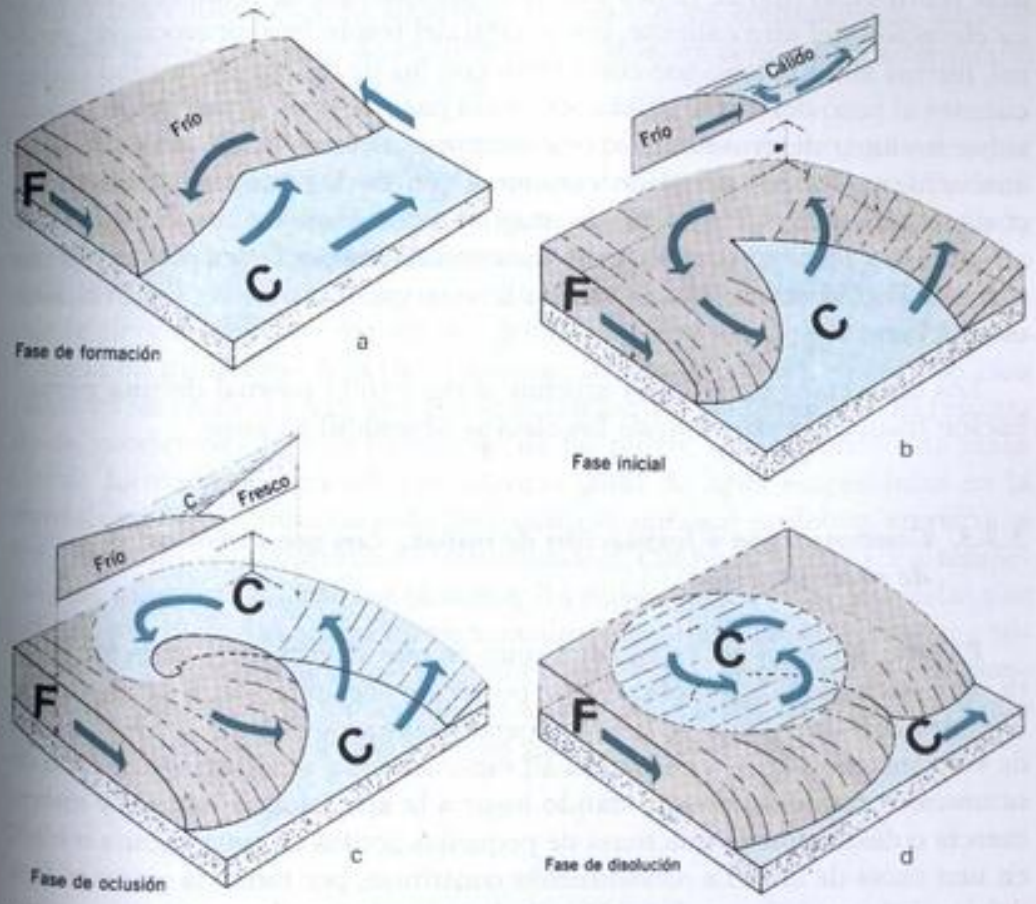


Figura 3.18. El frente como superficie de separación de dos masas de aire.

Durante un corto período de tiempo (de varios días), tiene lugar un ciclo completo de la *génesis* del frente que comprende, nacimiento, desarrollo y desaparición de la perturbación. Como puede apreciarse en la figura 3.19, al comienzo de la conformación del frente, la línea de separación de las masas de aire es prácticamente recta (fase a); progresando, posteriormente, en una simple ondulación, que va ampliando la interpenetración de ambas. A partir del momento en que la perturbación esté perfectamente formada (fase b), habiéndose delimitado con nitidez los



Fuente: Strahler, A. N. y Strahler A. H. (1997).

Figura 3.19. Evolución de una perturbación frontal.

Los tipos de nubes

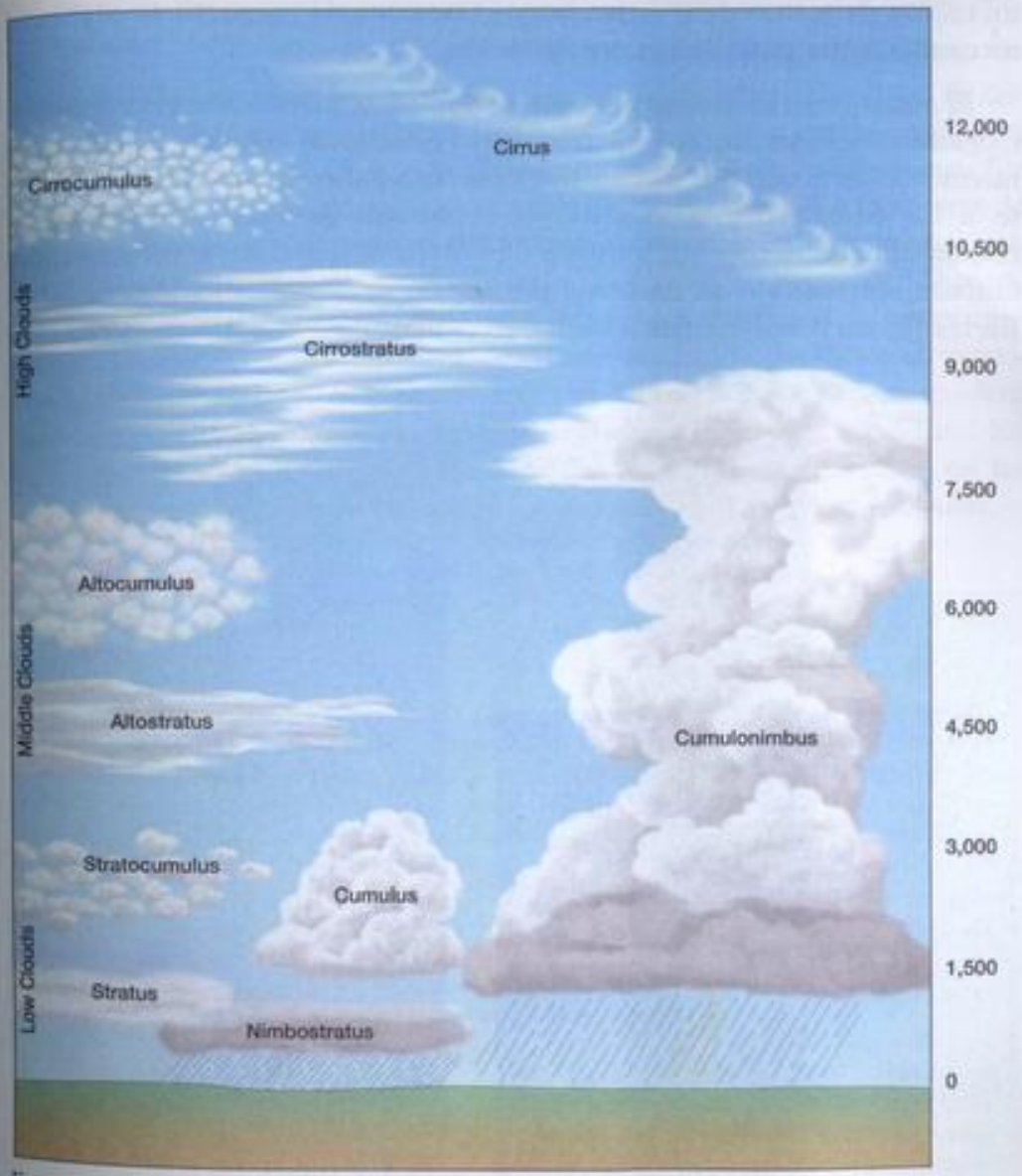
Si el aire es inestable, la ascensión del mismo va conformando la nube, dibujando sus contornos. Son las nubes cumuliformes. Los ***cúmulos*** son las nubes más características. Son nubes algodonosas de color blanco, aunque pueden ser grises en su base o en las partes expuestas a la sombra. En caso de buen tiempo, suelen ser de pequeño tamaño, cuando el calentamiento local del Sol es capaz de crear alguna corriente convectiva de inestabilidad. Cuando la inestabilidad atmosférica es mayor aparecen los *cúmulo-nimbos*, nubes tormentosas de gran tamaño, acompañadas de grandes precipitaciones y aparato eléctrico. Son fácilmente reconocibles por su forma característica de yunque. En las latitudes templadas, estas nubes pueden alcanzar una altura de 5 a 6 kilómetros, pero en las regiones tropicales, la inestabilidad posibilita su ascenso hasta altitudes más elevadas. La parte superior de la nube presenta un color blanco intenso, debido a los cristales de hielo que se forman.

Por el contrario, la presencia de aire estable produce nubes planas, de forma tabular, sin espesor, denominadas estratos. Las ***nubes estratiformes***, por contraste, son más largas que gruesas y se subdividen según la altura a la que se encuentran. Las de mayor altura son los *cirros*, nubes de hielo, delgadas y transparentes, que se hallan a alturas comprendidas entre los 6.000 y 12.000 metros. Permiten el paso de la luz solar o lunar. Las formas de mayor interés son los *cirrostratos* y los *cirrocúmulos*. Los primeros son como velos ligeros que producen un halo característico en el Sol y la Luna. Los cirrocúmulos constituyen masas globulares muy apretadas a las que popularmente se conoce como cielo aborregado.

En las alturas intermedias, de 2.000 a 6.000 metros, se encuentran los *altoestratos* y los *altocúmulos*. Los primeros se disponen a menudo en una capa que cubre la totalidad del cielo. Los altocúmulos aparecen formados por pequeños cúmulos que toman formas geométricas. Su presencia suele ser signo de condiciones atmosféricas benignas.

Por último, por debajo de los 2.000 metros, estarían las denominadas nubes bajas, más sombrías y cargadas de agua, que precipitan con mayor intensidad. Las formas características son los *nimboestratos* y los *estracúmulos*.

Finalmente, la precipitación aparece cuando en la nube se produce la *condensación a gran escala*. Si comparamos el *tamaño* de las minúsculas gotas que forman la nube (10-25μ) con las de las gotas de lluvia (0,50-3 milímetros), podemos deducir que una gota al precipitar estaría integrada por

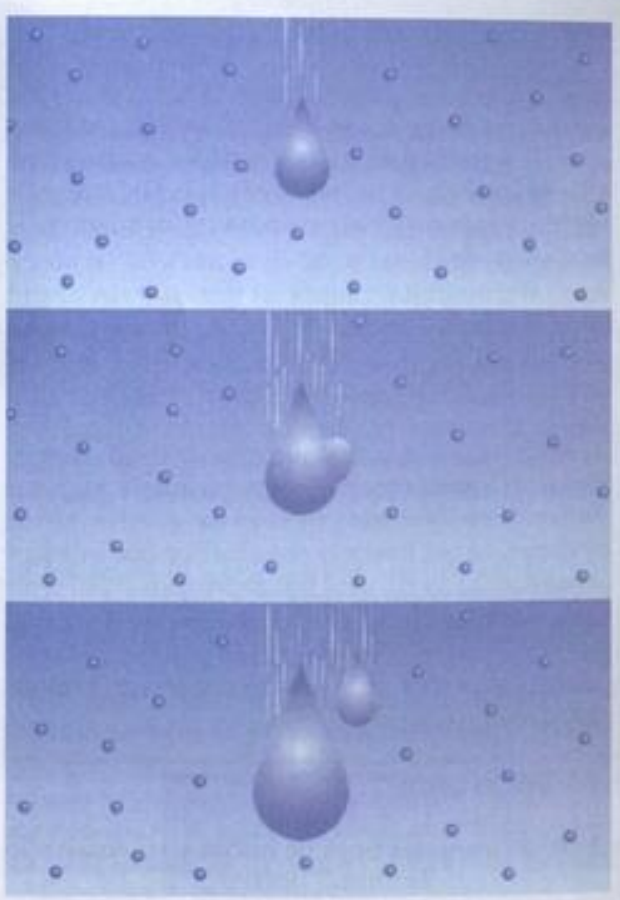


Fuente: McKnight, T. L. y Hess, D. (2002).

Figura 3.20. Principales tipos de nubes y su desarrollo según la altitud (metros).

un millón de gotitas de la nube. Surge, por tanto, la pregunta de cuál es el mecanismo que posibilita la precipitación.

El mecanismo productor de la lluvia aún sigue planteando grandes interrogantes entre los físicos y meteorólogos estudiosos del tema. En el crecimiento de las gotas, dos mecanismos parecen haber ganado fuerza respecto a los demás. Según el primero, *el proceso de coalescencia* sería el responsable de la colisión y fusión de las gotas, que irían aumentando su tamaño al comenzar su descenso por acción de la gravedad (figura 3.21). En las lluvias consecuentes a las nubes convectivas, el limitado tamaño de



Fuente: McKnight, T. L. y Hess, D. (2002).

Figura 3.21. Proceso de coalescencia en la formación de las gotas de lluvia.

las gotas de lluvia parece ser causado por esta forma de producirse la precipitación.

Otro de los procesos que podrían originar la formación de las gotas de lluvia es el denominado *proceso de los cristales de hielo*. Esta teoría explicativa fue establecida ya en 1930 por el famoso meteorólogo escandinavo *Tor Bergeron* y completada, después, por el alemán W. *Findeisen*. La existencia de cristales de hielo en una nube modificaría su estabilidad de manera muy sensible. La tendencia de los cristales a crecer, a costa de las partículas de agua, ocasionaría que en pocos minutos éstos alcanzaran el tamaño de varios centenares de micras. Los cristales podrían además fusionarse entre sí, provocando su precipitación. Si la temperatura de las capas bajas de la troposfera fuera muy reducida, los copos de nieve llegarían sólidos a la superficie. En caso contrario, fundirían, originando la lluvia. Ello explicaría cómo en las zonas montañosas es frecuente ver nieve en las cimas y lluvia en los valles.

Tipos y medida de la precipitación

Los tipos de precipitación dependen de las características de la ascendencia del aire y de la temperatura existente debajo de las nubes. La ***lluvia*** es la forma más común de precipitación. Bien sea por el mecanismo de la coalescencia o por el de los cristales de hielo, las gotas de agua podrían llegar a alcanzar el tamaño de 7 milímetros de diámetro. Por encima de este valor, la gota tendería a romper en otras más pequeñas. Por debajo de 0,5 milímetros de diámetro, la lluvia recibe el nombre de *llovizna*. En ocasiones, debido a una inversión térmica en los kilómetros inferiores de la atmósfera, se origina un tipo de lluvia de características especiales, denominada *aguanieve*, como consecuencia de que los copos de nieve se funden al atravesar capas de aire de temperatura superior a los 0 °C, congelándose, posteriormente, si deben atravesar una capa más fría.

La ***nieve*** se produce cuando la temperatura de congelación está tan próxima al suelo que los conglomerados de cristales de hielo alcanzan la superficie terrestre antes de fundirse. Generalmente, en este caso, el nivel de congelación se encuentra situado por debajo de los 300 metros de altura. Analizando con una simple lupa, pueden apreciarse sus formas regulares de cristales planos hexagonales o prismas.

Por su parte, el ***granizo*** es una de las formas de precipitación característica de los *cúmulo-nimbos*. Las potentes corrientes ascensionales de los mismos arrastran las gotas de lluvia hacia arriba, enfriándolas y solidificándolas. Esta fuerza vertical permite mantener en suspensión las bolas de hielo, durante el tiempo necesario para

incrementar su tamaño. Al final, la bola de granizo por efecto gravitatorio escapa de la corriente de aire y cae a la superficie.

La ***medida de la precipitación*** se realiza por la profundidad o espesor alcanzado por el agua depositada sobre la superficie terrestre. Una precipitación de 20 milímetros significaría que el suelo estaría cubierto de agua hasta esa altura, si no existieran pérdidas por escorrentía, evaporación o filtración. La medición se hace con referencia a un período de tiempo de recogida de la precipitación (día, mes, año). Otra unidad de medida es el *litro/m²*, que indica el número de litros de agua recogidos por cada metro cuadrado de superficie. Su valor es equivalente al *milímetro*.

La nieve se mide de la misma manera, indicando la altura alcanzada durante un período de tiempo determinado. También puede convertirse en agua líquida y realizar la nueva medición. Habitualmente, la relación es de 1 a 10; 10 milímetros de nieve equivaldrían a 1 milímetro de agua líquida (densidad de la nieve 0,1 *gr/cm³*).

3.4. La distribución de las precipitaciones en la superficie terrestre

La cantidad de agua que anualmente cae sobre la superficie del globo alcanzaría un valor medio, para el conjunto de la Tierra, de 900 milímetros de altura, lo que representa un volumen aproximado de 14 millones de toneladas de agua por segundo. Sin embargo, el reparto se produce de manera desigual, con variaciones de un punto a otro de la superficie terrestre y de una estación del año a otra. Resulta de interés analizar los factores explicativos de esta diferente distribución, espacial y temporal.

3.4.1. El desigual reparto sobre la superficie

En el mapa de la figura 3.22, se ha representado el promedio anual de lluvia existente sobre los diversos lugares de la superficie terrestre. Para ello se han trazado líneas, denominadas *isoyetas*, que unen puntos que tienen el mismo promedio anual de precipitación.

De igual manera que en el caso de las temperaturas, para eliminar las variaciones que se producen de un año a otro, los valores de las precipitaciones se refieren a un período suficiente de años.

Hasta ahora, nos hemos venido ocupando de los principales mecanismos productores de las precipitaciones. Es el momento de analizar, a partir de su distribución superficial, los *factores geográficos* que determinan que en ciertas áreas la precipitación supere el valor de 2.000 milímetros, mientras que en otros, apenas alcance los 250 milímetros.

Estos factores inciden en las diversas etapas del proceso *evaporación-condensación-precipitación*. Así, un conjunto de ***factores favorecen un volumen de precipitación elevado***. La *proximidad a los océanos cálidos* supone una condición importante para que la evaporación pueda producirse a gran escala. Cuanto mayor sea ésta, mayor será la precipitación. En otros casos, interesa destacar aquellos factores que favorecen el enfriamiento adiabático del aire, como son: la existencia de *gradientes térmicos inestables* a lo largo del año, la situación en un área afectada por las *perturbaciones* o la *orografía* de un territorio. Todos ellos participan en que la producción de lluvia o nieve sea mayor.

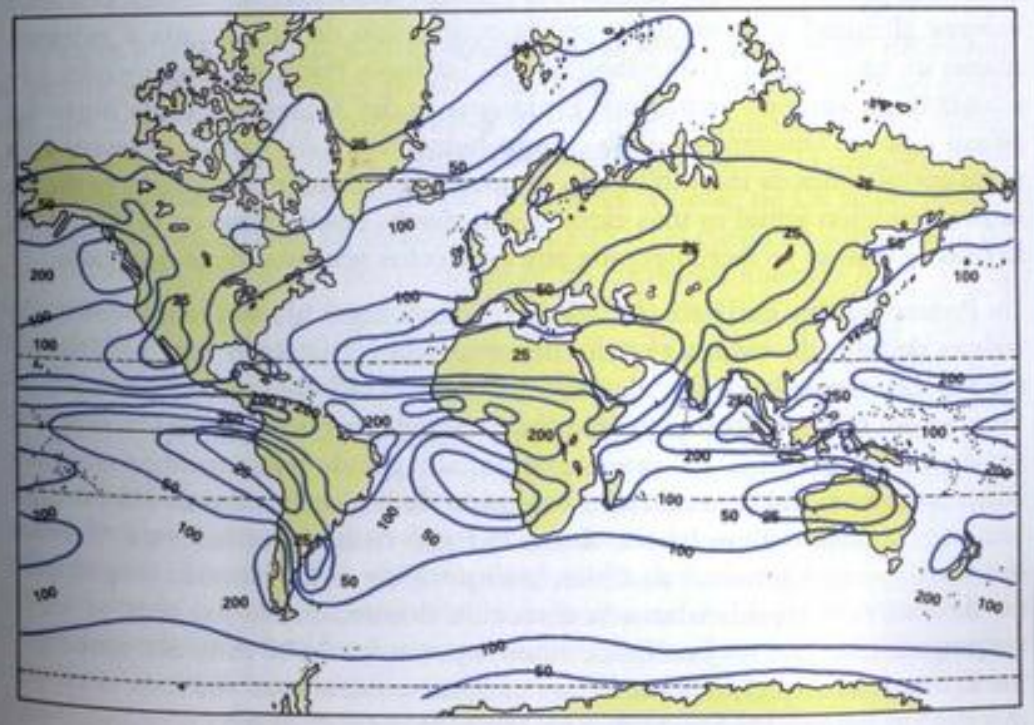


Figura 3.22. Distribución de la precipitación media anual sobre la superficie de la Tierra (valores en centímetros).

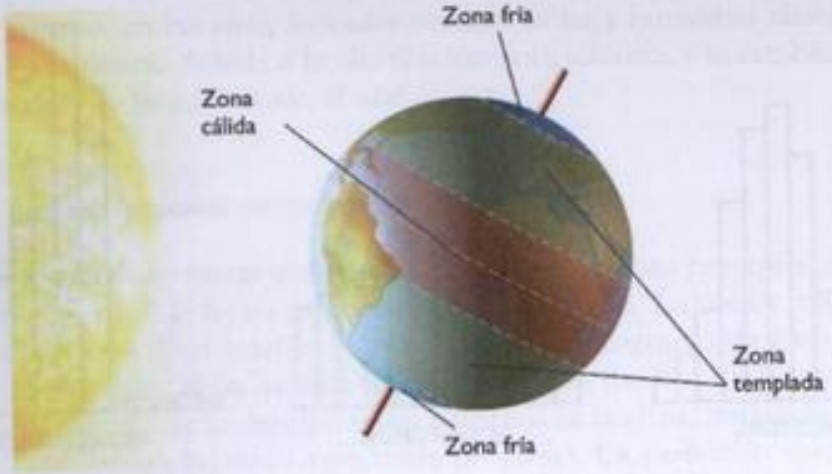


Figura 3.25. Zonas climáticas de la Tierra.

1. *Zona cálida*. Es la zona terrestre comprendida entre los trópicos de Cáncer y Capricornio. Corresponde a la superficie de la Tierra de incidencia más perpendicular de los rayos solares. Podemos subdividirla en dos subzonas:

   - La *zona de convergencia intertropical*. La podemos llamar también *zona ecuatorial* porque se sitúa en las cercanías del ecuador. En esta zona, el aire cálido y húmedo tiende a ascender, especialmente con la insolación del día. Al ir subiendo, se enfría por lo que se forman grandes nubes que, prácticamente todos los días al atardecer, descargan lluvia. La abundancia de *lluvias* y las *elevadas temperaturas* favorecen el desarrollo de la vegetación y es, en esta zona, en la que se desarrollan los grandes bosques selváticos. Esta zona climática no se sitúa a lo largo de todo el año en el mismo sitio, sino que sufre *desplazamientos hacia el norte o hacia el sur*, dependiendo de las estaciones o empujada por los vientos monzones, que son especialmente fuertes en el sur de Asia.

   - La *zonas tropicales*. Son las situadas al norte y al sur de la zona anterior. Pertenecen, igualmente, a la *zona cálida* terrestre. En ellas predominan los llamados *vientos alisios* que se forman cuando las masas de aire del Norte o del Sur se mueven para ocupar el espacio que deja libre el aire ascendente de la zona ecuatorial. Por el efecto Coriolis, en el hemisferio Norte los alisios soplan predominantemente de Noreste a Suroeste, mientras que en el hemisferio Sur lo hacen de Sudeste a Noroeste. En altura, la circulación del viento se hace en sentido contrario, hasta los 30° de latitud, aproximadamente, lugar en donde el aire, ya enfriado, se desploma hacia la superficie, cerrándose así las corrientes convectivas próximas al Ecuador.

     Las zonas tropicales situadas entre los 20° y los 40° de latitud, en las que el aire desciende desde la altura, se caracterizan por el predominio de las *altas presiones* (aire frío y denso que se acumula contra la superficie). Esto supone precipitaciones escasas, normalmente inferiores a los 250 milímetros anuales, ya que la circulación vertical descendente impide el desarrollo de nubes, pues el aire al bajar aumenta su temperatura y por tanto incrementa su capacidad de contener vapor de agua (mayor humedad de saturación). Por esto, en estas zonas, hay grandes extensiones *desérticas* en los continentes, tanto en el hemisferio norte como en el sur.

2. *Zonas templadas*. Son las situadas al Norte (hemisferio Norte) o al Sur (hemisferio Sur) de las zonas tropicales. Justo al Norte (o al Sur en el hemisferio Sur) de donde surgen los alisios, la misma masa de aire que al desplomarse desde la altura ha originado esos vientos, provoca también que parte de ese aire viaje hacia el Noreste (o hacia el Sureste en el hemisferio Sur). Se forman así los *vientos occidentales* (de Oeste a Este) típicos de las latitudes templadas.

   Las masas de aire que arrastran los vientos occidentales llegan a chocar con las masas de aire frío procedentes de las zonas polares y se desplazan montándose sobre ellas, al ser más calientes. Este ascenso provoca la formación de nubes y precipitaciones en el fenómeno meteorológico que llamamos *borrasca*. En las borrascas es típico que el aire al ascender adquiera un movimiento giratorio, formándose un *frente cálido* que suele ser seguido de otro *frente frío*. El paso de los frentes cálido y frío es el que trae las lluvias.

   Las borrascas tienden a desplazarse de Oeste a Este, de tal manera que al paso de un frente cálido le suele seguir una mejoría transitoria y viene luego un frente frío con empeoramiento del tiempo que

www.scantopdf.eu

www.scantopdf.eu

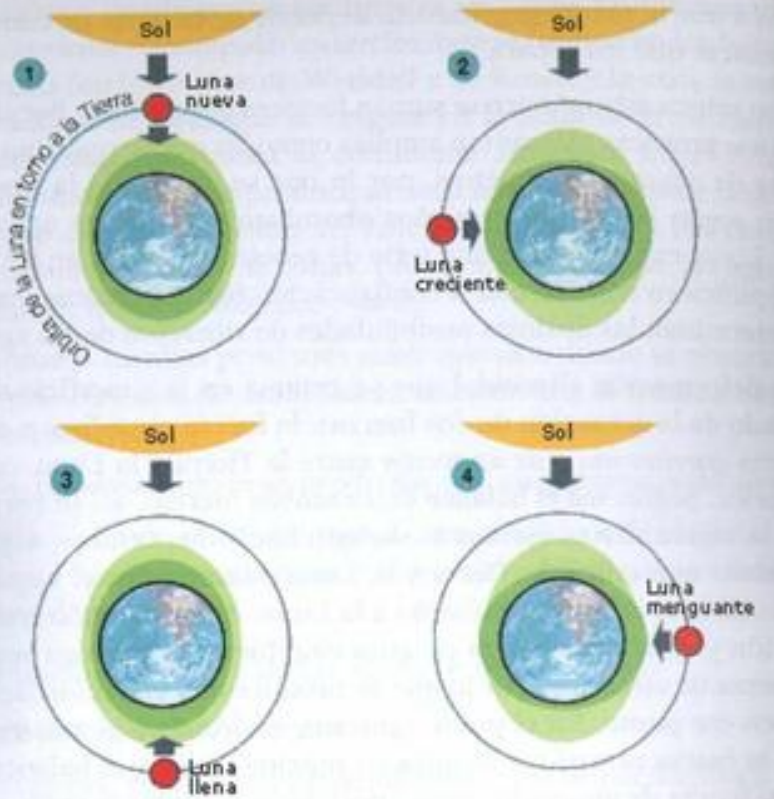


Figura 4.6. La posición relativa de la Luna, el Sol y la Tierra influye en la magnitud de las mareas

- La *marea semidiurna*, tiene dos ciclos completos al día, los cuales son casi de la misma magnitud, este tipo de marea es frecuente en el Atlántico.
- La *marea mixta*, tiene dos flujos cada 24 horas, pero pueden ocurrir varias cosas: que uno de ellos sea tan bajo que el reflujo siguiente apenas muestre su descenso, o que una de las mareas bajas sea bastante alta, de forma que el flujo siguiente apenas refleje que el agua de la superficie ha sobrepasado el nivel medio del mar. Estos hechos pueden resultar de combinaciones de mareas diurnas y semidiurnas, de los movimientos locales armónicos controlados por la forma del fondo y de la configuración de las costas. Este tipo mixto es bastante común en los océanos Pacífico e Índico.

La *amplitud de las mareas* (diferencia del nivel entre marea alta o pleamar y marea baja o bajamar) es variable de unas zonas a otras como acabamos de ver. Para su explicación no puede darse una ley general, puesto que varían en relación con las condiciones locales, como pueden ser la pendiente de la plataforma continental, el trazado de la orilla, bahías, estrechos, etc.; en general, son sensibles a los contactos con su recipiente. Distintas comprobaciones han puesto de relieve que suelen ser máximas en los bordes de las cuencas; así, se conocen amplitudes excepcionales, superiores a los 10 m, que incluso pueden alcanzar de 15 a 19 m en las bahías, siendo, por el contrario, muy reducidas en las islas oceánicas aisladas o en los mares cerrados.

En el *ritmo de las mareas* hay que destacar que cada día el fenómeno se retrasa 50 minutos, ya que la Luna pasa por el meridiano de un lugar cada 24 horas 50 minutos. Podríamos pensar que las mareas solamente afectan a las aguas, pero si bien es aquí donde se acusa principalmente el efecto, debemos señalar que la Tierra, a pesar de su rigidez, también responde a esta fuerza, aunque en menor medida, a través de las mareas terrestres.

La fuerza de atracción ocasiona una serie de movimientos horizontales, denominados *corrientes de marea*, que aunque no son las más frecuentes, si son las que pueden alcanzar mayor velocidad; por ejemplo, en condiciones locales favorables, pueden alcanzar velocidades de hasta 18 km/h. Las corrientes de marea tienen poco efecto en océano abierto, pero son de gran intensidad en zonas cercanas a la costa (estuarios, bahías) o en canales, y pueden ser alteradas por otros hechos tales como la desembocadura de un río de mucho caudal. Las más veloces se forman donde el mar sólo tiene acceso al océano abierto a través de un paso angosto y confinado. La topografía del fondo marino local de la costa afecta mucho a las corrientes ya que la masa de agua en movimiento se ve desviada y afectada por los accidentes orográficos submarinos. La importancia de estas corrientes se centra en las condiciones de navegación y en sus posibles repercusiones sobre el relieve submarino.

Las mareas tienen una serie de consecuencias geográficas. Su interés biogeográfico proviene de la modificación, en la vertical, de las condiciones ecológicas en cuanto a flora y fauna se refiere. Su interés para la navegación se centra en acciones a favor y en contra; a favor, la pleamar favorece la navegación por mares coralinos y facilita la entrada a estuarios, que de otro modo no serían más que estrechas desembocaduras, y, en contra, crea

problemas portuarios en la bajamar, para paliar lo cual se han construido diques y dársenas. Desde el punto de vista pesquero, la bajamar facilita, por ejemplo, la pesca de crustáceos. Igualmente, las mareas son utilizadas por su fuerza motriz.

2.3. Movimientos eustáticos y tectónicos

El nivel del mar presenta también cambios continuos que dan lugar a lentas fluctuaciones en el tiempo. Estas variaciones pueden ser debidas a movimientos ascendentes o descendentes del océano, denominados *movimientos eustáticos*, que son de alcance mundial, y a movimientos ascendentes o descendentes de la Tierra, denominados *movimientos tectónicos*, cuyo alcance es más reducido que en el caso anterior, tanto en el espacio, por su alcance local, como en el tiempo, por su carácter convulsivo.

Los movimientos eustáticos se producen como consecuencia de distintos hechos. El factor temperatura puede actuar en dos sentidos; así, un recrudecimiento del frío hace que los glaciares retengan mayor cantidad de agua, con lo que el nivel del mar baja, mientras que si, por el contrario, las temperaturas aumentan, entonces las aguas heladas se funden y el nivel del mar se eleva. Otro hecho puede estar en el cambio de tamaño y forma de las cuencas, como consecuencia de los continuos depósitos que se acumulan en los fondos oceánicos, o en su deformación por las fuerzas de la Tierra. Un último hecho está en la aportación de aguas juveniles.

Estas modificaciones en los niveles de las aguas han quedado ampliamente comprobadas a través de estudios geológicos, así, por ejemplo, se han podido encontrar conchas marinas en montañas muy altas, o terrazas costeras sumergidas en el océano.

2.4. Movimientos debidos o los vientos

La movilidad de las aguas marinas superficiales también se produce como consecuencia de la acción de los vientos, los cuales ejercen una fuerza de rozamiento sobre su superficie. La energía del aire circulante se traduce en unos movimientos ondulatorios, las olas marinas, y en unos movimientos horizontales, las corrientes.

2.4.1. *Olas u ondas marinas*

Las *olas* de origen eólico son las más comunes; son movimientos ondulatorios que se forman en lugares donde soplan vientos fuertes propagándose a grandes distancias. Las olas no suponen un traslado de masas de agua sino simplemente la agitación de la superficie marina, puesto que no se aprecian más allá de 200 m de profundidad. Sólo cuando disminuye o cesa el viento, cesan las olas propiamente dichas en mar abierto, pero, durante largo tiempo, se mantiene la vibración u oscilación de las aguas (sin desplazamiento de la masa de agua), produciéndose entonces una sucesión de ondulaciones regulares que se propagan a grandes distancias, que reciben el nombre de *ondas*.

Las olas, en su origen, varían en función de la efectividad del viento sobre la superficie, que se relaciona con su velocidad media, con su duración y con la amplitud del mar abierto. La formación de las olas comienza con la creación de los primeros rizos y, si el viento se mantiene, el agua se apila en crestas, de forma que la cara levantada de cada rizo presenta una mayor superficie contra la que puede presionar directamente el viento.

Hay que tener en cuenta que la dirección y la intensidad del viento es variable, al tiempo que las olas no son hechos aislados, sino que se combinan en distintos modelos en cuanto a dirección, longitud y amplitud de onda, cuyo complejo resultado recibe el nombre de *mar*.

Las ondas libres de movimiento oscilatorio son resultado del movimiento de las partículas de agua, que describen órbitas para volver a la misma vertical o a la proximidad a ésta (figura 4.7) Las ondas, según se van alejando de su lugar de origen, van modificándose, de modo que las crestas se hacen más bajas y redondeadas, su forma es más simétrica y se mueven en trenes de período y altura similar. Con este aspecto se llaman *marejada* o a veces *mar gruesa* y pueden transmitirse a miles de kilómetros.

Toda esta configuración varía notablemente al aproximarse a la costa, donde ejercen una importante acción erosiva. Así, las ondas experimentan modificaciones en función del contorno de los fondos oceánicos, de las pendientes de las playas, del trazado de las costas y de la profundidad de la plataforma. El efecto que produce la menor profundidad del fondo sobre las ondas se traduce en el *rompimiento de las olas* (figura. 4.7). Esto se produce cuando la profundidad es menor de media longitud de onda, o es 1,3 veces la

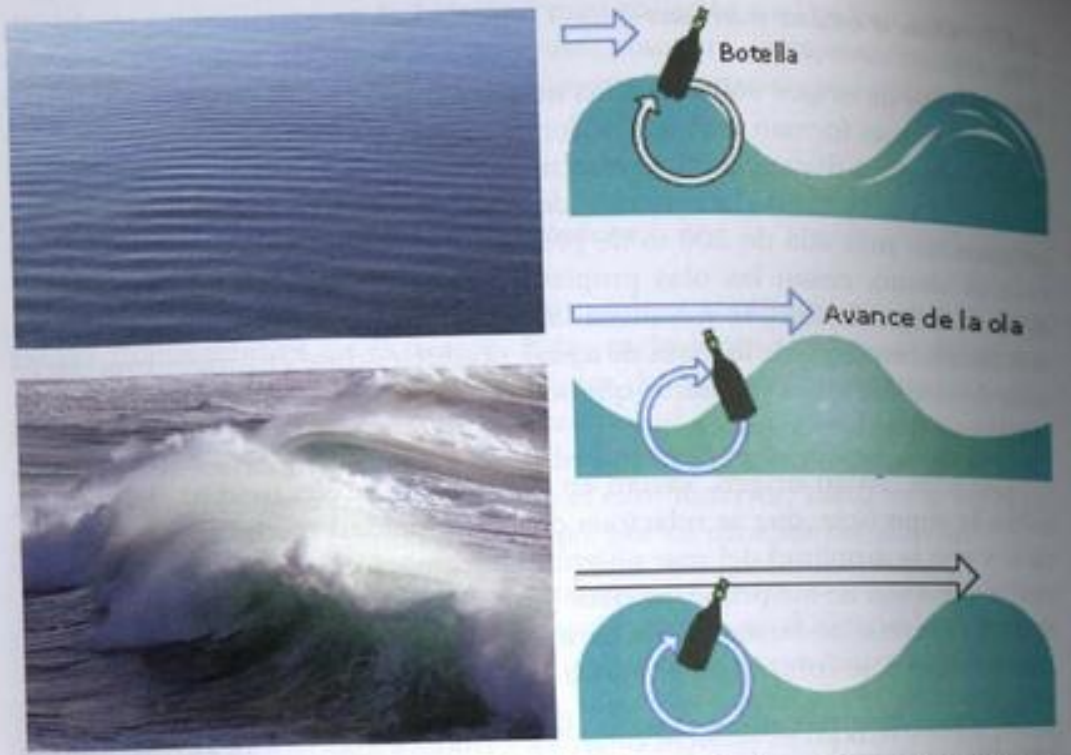


Figura 4.7. Ondas en altamar y olas rompiendo en la playa. El esquema muestra el desplazamiento de una ola y cómo no se produce desplazamiento de la botella con el avance de la ola.

altura de la onda. Entonces, el movimiento de las partículas no puede realizar libremente su órbita circular, sino que ésta es aplastada y transformada en una elipse, lo que lleva consigo un desplazamiento del agua en dirección subhorizontal, en lugar de circular como ocurría anteriormente.

Además del viento, existen otros factores que también producen olas, como son las erupciones submarinas de los volcanes, que originan *olas sísmicas*; los deslizamientos de tierra; o los terremotos, los cuales producen unas olas de fondo, que suelen tener unas devastadoras repercusiones en las zonas costeras; estas olas impredecibles pueden alcanzar en las costas más de 30 m de altura y hay unas zonas más propensas a ellos que otras, en función de la proximidad a zonas de inestabilidad de la corteza terrestre, como son las costas del Mediterráneo, del Caribe y las costas occidentales de Asia. Una variante de este tipo de olas es la introducida por el hombre como consecuencia de la explosión de bombas nucleares en el océano, cuyo movimiento afecta hasta el fondo de las aguas.

2.4.2. *Las corrientes superficiales*

La circulación general de los vientos, con su acción continuada sobre la superficie oceánica, provoca la circulación de unas corrientes de agua en superficie; por ello, a escala planetaria, resultan muy parecidos los sistemas circulatorios oceánicos y atmosféricos (figura 4.8), aunque la circulación de las aguas resulta lenta en comparación con la que tiene lugar en la atmósfera.

Estas corrientes de superficie son como grandes ríos que se desplazan de forma constante en la superficie de los océanos, diferenciándose de las aguas circundantes por su temperatura, marcadamente más cálida o más fría, puesto que sus características reflejan su procedencia de zonas más

Figura 4.8. Relación existente entre los centros de acción atmosféricos y las corrientes marinas de superficie. Recordemos que interviene también la fuerza de Coriolis.

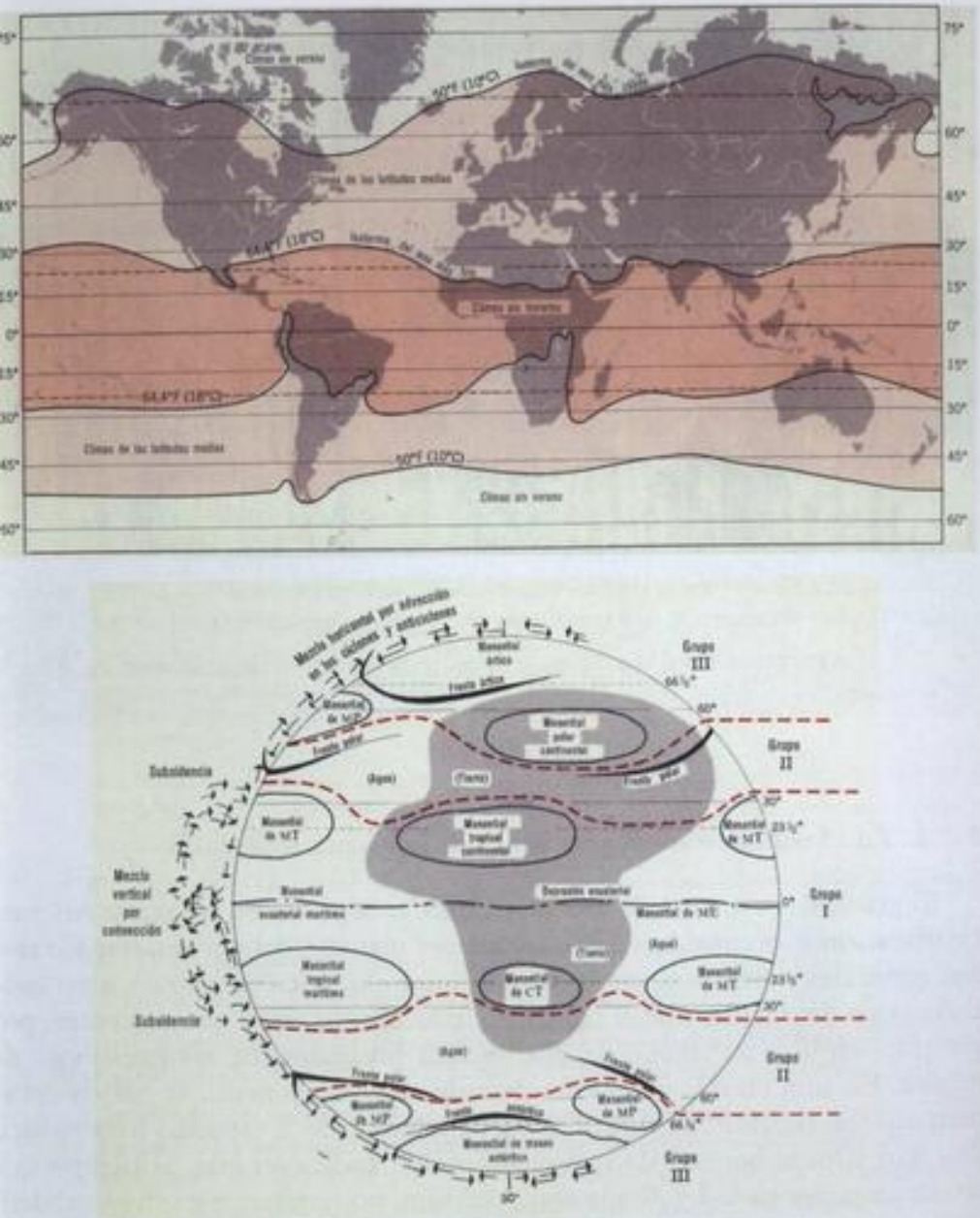


Figura 5.1. Principales zonas climáticas. En el mapa superior, sólo se tiene en cuenta la temperatura, que viene marcada por las isotermas. En el diagrama global inferior, se representan los fundamentos de los tres principales grupos climáticos según Peterssen. Tomado de Strahler.

- **La escala zonal o macroclimática** es la que abarca el mayor ámbito de estudio. Como hemos visto en temas anteriores, se diferencian tres zonas climáticas, en función de las características térmicas, que acompañan a la variación latitudinal, y de la dinámica atmosférica general. En ellas se localizan los climas intertropicales *o* cálidos (temperatura media del mes más frío en torno a los 18 °C, lo que implica ausencia de invierno y que no se produzcan heladas), los climas de latitudes medias o templados, y los climas polares *o* fríos (temperatura media del mes más cálido inferior a los 10 °C, lo que implica ausencia de verano y, por tanto, desaparición de árboles). El interés de esta escala es limitado, por la abstracción de resultados que exigen y porque un estudio tan global es poco significativo.

- **La escala regional o mesoclimática** analiza las diferencias climáticas de cada una de las zonas, quedando configuradas las regiones climáticas por los climas intrazonales. A esta escala entran en juego diversos factores geográficos como son los contrastes tierra-mar, el relieve, la posición más o menos protegida, e igualmente se considera la existencia de circulaciones celulares determinadas por las condiciones geográficas. Así pues, la clasificación de los climas se complica al depender de una combinación muy diversa de factores, lo que da lugar a un buen número de subdivisiones. Para establecer las diferenciaciones climáticas a esta escala, Péguy utilizó los husos climáticos meridianos (figura 5.2), que permiten establecer diferencias entre las fachadas orientales y occidentales de los continentes; entre los climas costeros, más lluviosos, y los climas continentales, más secos, y se considera a la vez su posición en latitud. El problema en este sistema surge con los climas áridos, que presentan disposiciones diagonales, o con la diversidad introducida por la disposición del relieve y por el trazado de las costas. Esta escala abarca espacios de una extensión lineal entre 200 y 2.000 km, donde la circulación atmosférica y el clima responden a influencias de gran escala y, a menudo, exteriores a la región.

- **La escala de provincia climática,** analiza espacios insertos en una región climática, donde el medio físico impone unas particulares condiciones en los elementos del clima, que permiten individualizar unidades de extensión menor que la región donde se insertan, pero que participan de los rasgos generales de ésta. Por ejemplo Viers, dentro de la región mediterránea distingue los climas heleno, portugués y californiano, que serían provincias climáticas dentro de está región.

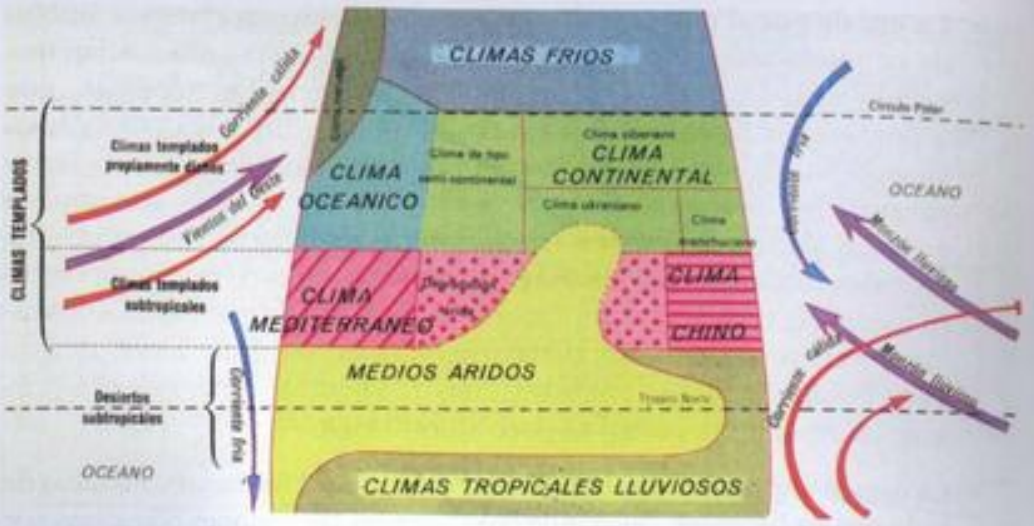


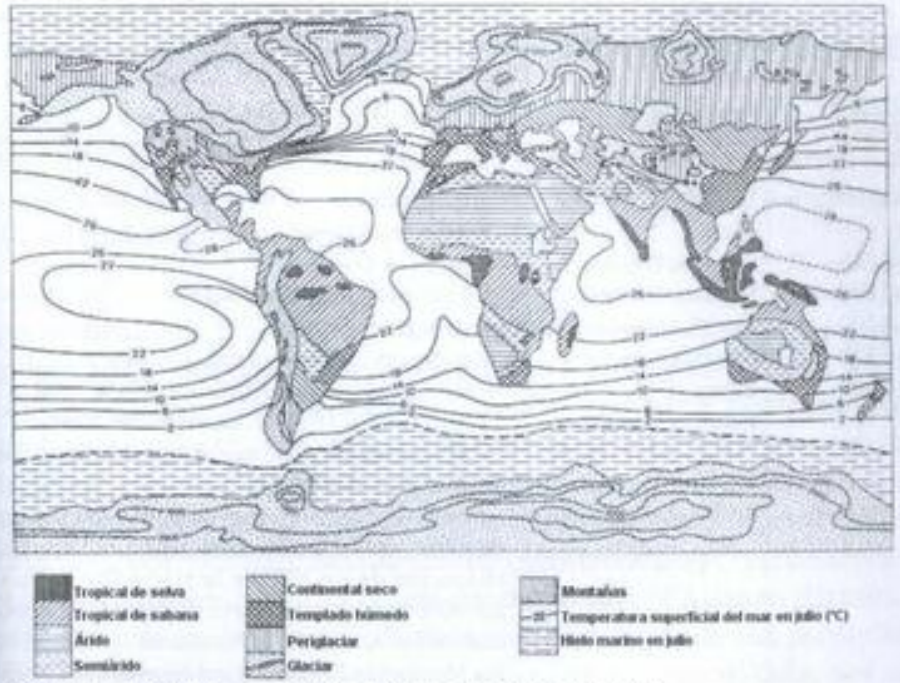
Figura 5.2. Localización esquemática de los principales tipos de climas templados sobre un huso continental. Tomado de P. Gourou y L. Papy.

- **La escala local o de topoclimas** afecta a extensiones de sólo algunos km² (de 100 a 10.000 m lineales y de unos 100 m en la vertical) y que están afectadas por unas condiciones geográficas precisas, como, por ejemplo, la configuración y orientación de un valle. Estas condiciones geográficas concretas matizan la circulación regional, dando lugar a una circulación local y a unas condiciones climáticas especificas. A esta escala, las clasificaciones climáticas pueden definirse con mayor facilidad a través de datos numéricos.

- **La escala microclimática** ofrece aún mayor detalle, de modo que en el seno de un clima local pueden yuxtaponerse multitud de *microclimas*. Los microclimas afectan a una pequeña extensión y a una capa atmosférica que se mide en términos de metros o decenas de metros. Estas características climáticas tan concretas son el resultado de unas condiciones muy particulares de la circulación a ras del suelo, o de la influencia de diversos factores, tanto naturales como humanos (relieve muy complicado, contrastes edáficos, pequeños sectores inundados, cultivos, diversas infraestructuras, actividad urbana etc.).

- **El piso climático** es otro concepto de escala utilizado para resaltar la influencia de la altitud en las condiciones climáticas. En la zona intertropical se diferencian cuatro pisos térmicos: *macrotérmico*, de 0 a 1 km (su temperatura varía entre los 20 y 29 °C y presenta una pluviosidad variable); *mesotérmico*, de 1 a 3 km (presenta una temperatura entre los 10 y 20 °C); *microtérmico*, de 3 a 4,7 km (su temperatura varía entre los 0 y 10 °C, y presenta un tipo de clima de Páramo); *gélido*, a más de 4,7 km (su temperatura es menor de -0 °C y le corresponde un clima de nieve de alta montaña).

Frente a la escala espacial, en el estudio de los climas puede contemplarse también la escala temporal, dado que los climas han variado sobre la superficie terrestre desde épocas remotas hasta nuestros días. Algunas fluctuaciones climáticas han sido constatadas a lo largo de la historia, como puede apreciarse en el recuadro adjunto, pero sus causas son poco conocidas. La escala temporal contempla una *escala paleoclimática o geológica*, que reconstruye las condiciones atmosféricas del pasado remoto, basándose en evidencias indirectas de tipo geológico o paleobiológico; la *escala secular*, y la *escala reciente*.



Fuente R. J. CHORLEY et al.,1984, según datos de MCINTYRE, 1976.

Figura 5.3. El clima hace aproximadamente 18.000 años.

Cuadro 5.1. Clasificación de los climas áridos según Köppen.

Simbolo	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
BS	Estepa	Semiárido. La evapotranspiración potencial supera a la precipitación pero no la dobla	Límite climático cuantitativo e> Pmm	Herbácea. Insuficiente Pmm para el crecimiento de árboles
BW	Desierto	Árido. La evapotranspiración potencial dobla al total de precipitación	Límite climático cuantitativo e> 2 Pmm	Sólo plantas adaptadas a la sequía

Para calcular la evapotranspiración potencial Patton utiliza una fórmula simplificada de la de Köppen: e = 20t + 490 – 7 PPW.

Donde: e= necesidad de agua.
t= temperatura media anual en °C.
PPW= porcentaje de precipitación de los seis meses más fríos o de invierno respecto al total anual, considerándose como meses de invierno de octubre a marzo para el HN y de abril a septiembre para el HS.

Cuadro 5.2.Características de distintos tipos de desiertos.

Desiertos Subtropicales de Altas Presiones	Desiertos Subtropicales costeros	Desiertos de la Zona Templada
— T.ª medias elevadas. — T.ª extremas acusadas. — Insolación del 90 por 100. — Humedad relativa inferior al 50 por 100. — Fuerte evaporación. — Escasas precipitaciones e irregulares. Muy breves y débiles. — Vegetación escasa.	— T.ª regulares y suaves. — Amplitud diaria baja. — Variaciones estacionales de T.ª según la latitud. — Aire saturado de humedad y nieblas frecuentes. — Vegetación bastante densa.	— Amplitudes medias más elevadas que en los otros. — Fuertes amplitudes diarias hasta 90 °C. — Inviernos fríos y prolongados. — Veranos tórridos. — Fuerte insolación.

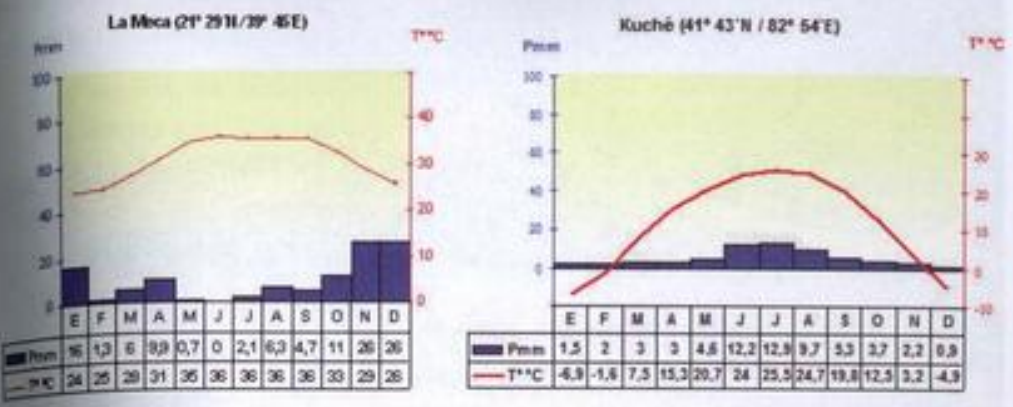


Figura 5.5. Desiertos situados en distintas latitudes (serie climática 1961-1990).

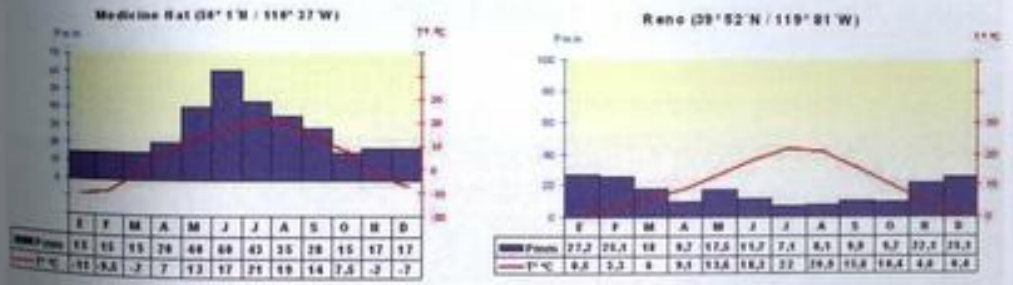


Figura 5.6. Climas esteparios en distintas latitudes (serie climática1961-1990).

2.1.3. *Rasgos biogeográficos*

Los cursos de los ríos tienen un régimen discontinuo y en los desiertos más puros pueden dar lugar a un *arreísmo* (ausencia de desagüe) mientras que en las zonas menos marcadas por la aridez suele darse un *endorreismo* (ausencia de desagüe hacia el mar).

La vegetación es muy escasa y dispersa, desprovista de árboles, y deja al desnudo un elevado porcentaje de suelo, lo cual le hace muy sensible a los

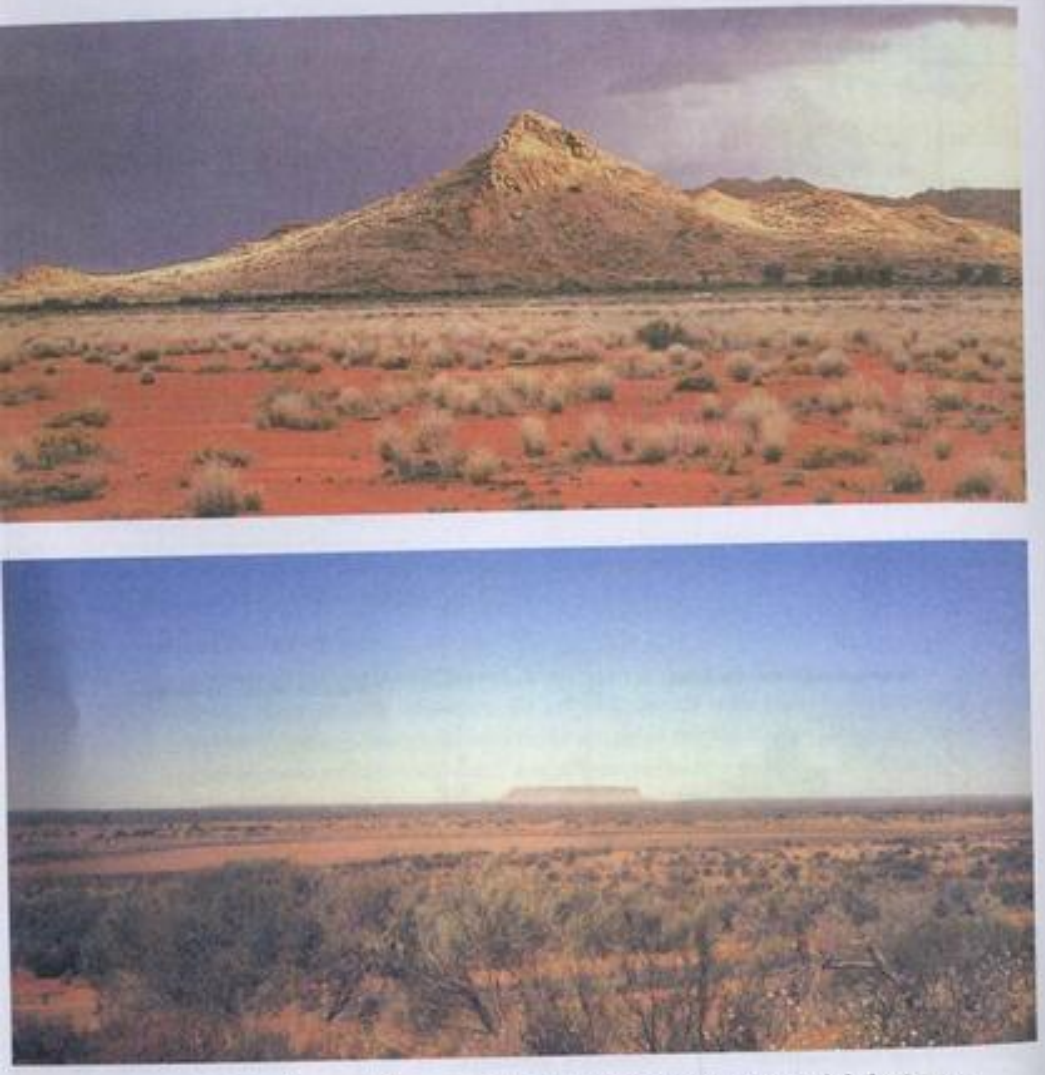


Figura 5.7. Las fotografías muestran la escasa vegetación del desierto.

procesos de meteorización y de erosión (temas 10 y 11). Esta vegetación presenta aspectos muy diferentes en función de la naturaleza del material rocoso sobre el que se asienta. Por lo general, el desierto cuenta con plantas de pequeño tamaño adaptadas a la sequedad; unas lo hacen reduciendo su superficie transpirante y desarrollando al máximo sus raíces, otras configurándose en plantas suculentas o, incluso, otras convirtiéndose en semillas que se activarán esporádicamente tras la lluvia.

En los desiertos costeros, donde la humedad es mayor, se dan algunas plantas características que pueden vivir de la humedad que aportan las nieblas.

Los suelos, en todos ellos, son secos, desérticos arenosos y litosoles. En las zonas periféricas de estepa, la mayor humedad lleva consigo la existencia de suelos pardos de estepa y de una vegetación herbácea tropical.

2.2. Los climas de montaña

Como ya estudiamos en los primeros temas de Climatología, la altura lleva consigo un descenso de las temperaturas que, por término medio, se considera en torno a los 0,65 °C cada 100 m. Este hecho es lo que lleva a la existencia de climas fríos en las montañas elevadas. Ahora bien, según sea la latitud donde se localicen las tierras montañosas, se necesitará mayor o menor altura para alcanzar las características de clima frío. El solo hecho de la presencia de un relieve elevado no puede darnos la idea de un clima de iguales características para cualquier zona del globo, sino que se establecen variaciones zonales entre las montañas de las latitudes bajas, medias y altas.

A pesar de esas diferencias zonales, los mecanismos generales que dan lugar a unas características climáticas propias de las áreas montañosas, contrastadas con las de los llanos más próximos, hacen que estudiemos estos climas de forma conjunta, en lugar de analizarlos junto a los climas de cada una de las latitudes correspondientes. Las características que presentan son las que recoge el cuadro 5.3.

2.2.1. Causas del clima de montaña

Son dos los factores principales que debemos considerar, altura y configuración del relieve. Con la altura se modifica la presión y la temperatura. La menor presión lleva consigo que la atmósfera contenga menos vapor de agua y menos gases y partículas, de modo que absorbe menos energía solar, permitiendo una mayor intensidad de insolación en el suelo. A su vez, su menor protección da lugar a una mayor radiación ultravioleta y una menor protección a la irradiación nocturna, derivándose de todo ello fuertes contrastes térmicos diarios.

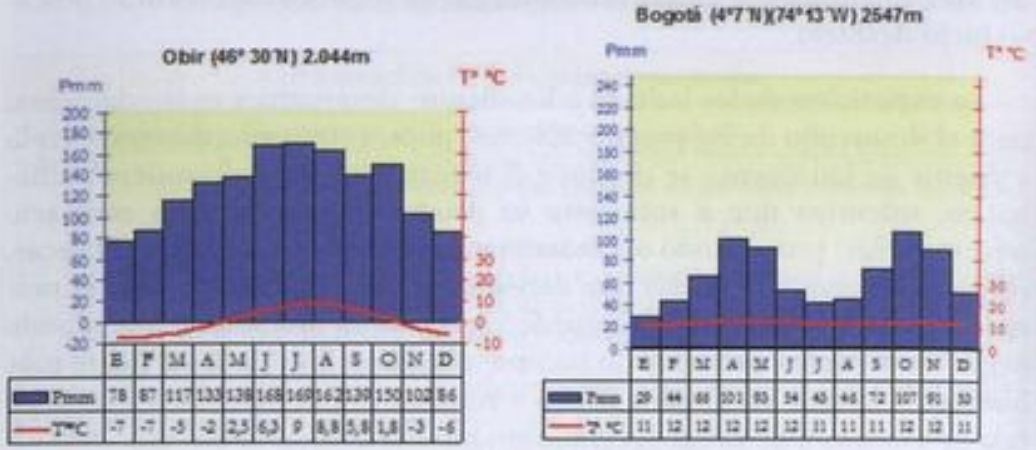


Figura 5.8. Climas de montaña. Observe las diferencias en dos puntos situados en distinta latitud.

ya que, en los lugares donde impiden el estacionamiento del aire, contribuyen a incrementar los mínimos nocturnos y acentúan las inversiones en las depresiones y en los llanos próximos.

Las precipitaciones aumentan con la altura, puesto que por el progresivo enfriamiento se va favoreciendo la condensación y la posterior precipitación.

Relacionando montaña-llano dentro de una misma zona climática, hay que decir que, incluso en las regiones áridas, las montañas son más húmedas que el llano que las rodea, tanto por el incremento de las precipitaciones con la altura como por el descenso de temperatura, que reduce la evaporación.

Las montañas conservan los rasgos zonales; así, por ejemplo, en las regiones ecuatoriales, la variación anual de la temperatura es muy pequeña, mientras que en las latitudes medias y altas esta variación térmica anual es muy grande en relación con la distinta insolación verano-invierno.

2.2.2. *Variedades del clima de montaña*

El clima de montaña presenta diferencias según el tipo de clima que exista en el espacio donde se ubica el relieve, al tiempo que el propio relieve establece también variedades climáticas según se incrementa la altura. Köppen establece una diferenciación entre climas de montaña (G) y climas de alta montaña, a más de 3.000 m de altitud (H).

Se han establecido otras clasificaciones de los climas de montaña para espacios concretos, como, por ejemplo, la de Francisco José de Caldas, en 1802, para el trópico.

Rangos de la clasificación climática de Caldas

Piso térmico	Símbolo	Rango de altura (metros)	Temperatura °C	Variación de la altitud por condiciones locales
Cálido	C	0 a 1000	T ≥ 24	Limite superior ± 400
Templado	T	1001 a 2000	24 > T ≥ 17,5	Limite superior ± 500 Limite inferior ± 500
Frío	F	2001 a 3000	17,5 > T 12	Limite superior ± 400 Limite inferior ± 400
Páramo bajo	Pb	3001 a 3700	12 > T ≥ 7	
Páramo alto	Pa	3701 a 4200	T < 7	
Esta clasificación considera únicamente la variación de la temperatura con la altura (pisos térmicos) y su aplicación es exclusiva para el trópico americano.				

2.2.3. *Rasgos biogeográficos*

• *El régimen fluvial* acusa el efecto del deshielo en primavera y del almacenaje de nieve y agua en invierno. Las montañas, al ser con frecuencia puntos de nacimiento de ríos, presentan, por lo general, unos cauces pequeños y de corrientes rápidas. Su régimen suele ser nival o glacial.

• *La vegetación* en las montañas es muy variada y experimenta un escalonamiento en altura, cuya progresión puede equipararse a la que se establece latitudinalmente y cuyo punto de partida varía según las característi-

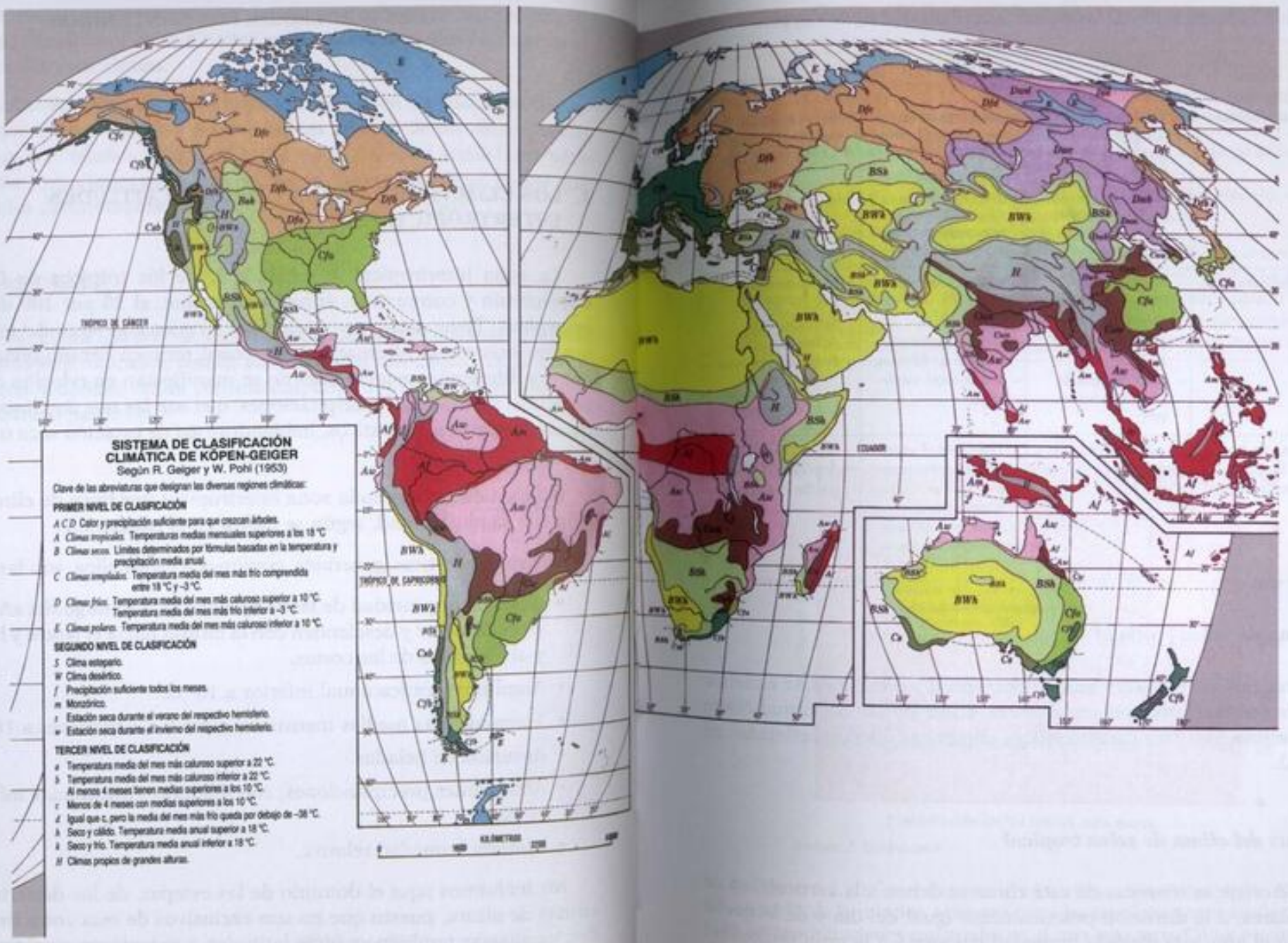


Figura 6.1. Distribución de los climas según la clasificación climática de Koppen.

Cuadro 6.1 Clasificación de los climas intertropicales según Köppen.

Identificación	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
Af	Selva tropical.	– Sin invierno. – Ningún mes tiene su temperatura media inferior a 18 °C. – Amplitud media anual inferior a 5 °C.	– La lluvia es regular y durante todo el año. – No hay estación seca definida. – La precipitación del mes más seco es de 60 mm o más.	– Selva tropical. – Árboles de hoja ancha y perenne.
Aw	Sabana tropical.	– Sin invierno. – Ningún mes tiene su temperatura media inferior a 18 °C. – Amplitud media anual inferior a 10°C.	– Lluvia periódica. – Estación más seca en invierno. – Un mes precipita menos de 60 mm. – Pmm total moderada.	– Bosques muy claros, de árboles semicaducos. – Arbustos. – Sabana herbácea.
Am	Clima de bosque lluvioso monzónico.	Igual definición de temperatura que el clima Af.	– Llueve en el verano. – La estación seca invernal no llega a secar la tierra. – El mes más seco precipita menos de 60 mm.	– Selva tropical. – Árboles de hoja ancha y perenne.

1.1. El clima de selva tropical

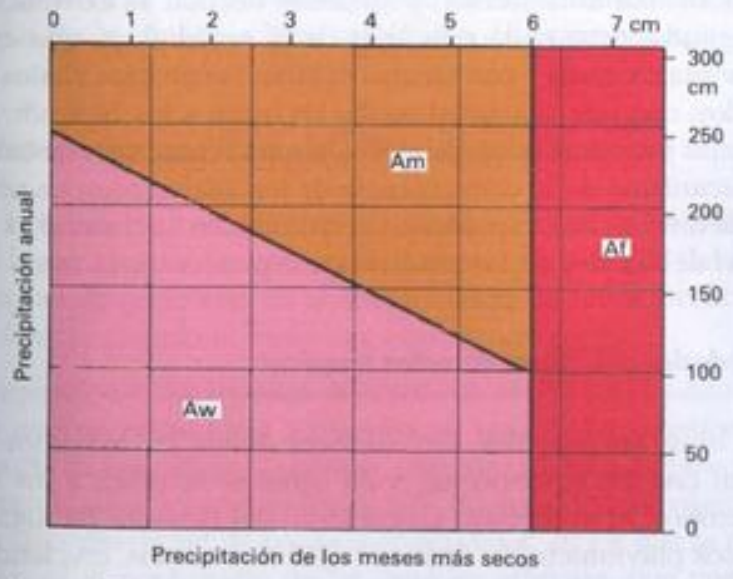
Este clima, también denominado hipertropical y ecuatorial, se extiende de forma discontinua sobre los continentes, entre los 10° de latitud Norte y los 6° de latitud Sur. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.2.

1.1.1 Causas del clima de selva tropical

Las características térmicas de este clima se deben a la verticalidad de los rayos solares, a la duración prácticamente igual del día y de la noche durante todo el año, a la elevada humedad del aire y a la gran nubosidad de desarrollo vertical que se registra en estas zonas.

Cuadro 6.2. Características del clima de selva tropical.

El clima de selva tropical	
Características térmicas	• Temperaturas elevadas, con medias superiores a 18 °C. • Amplitud media anual por debajo de los 5 °C.
Características pluviométricas	• Precipitaciones regulares a lo largo de todo el año. No existe estación seca. • Total anual de precipitaciones elevado, suele alcanzar entre 1.500 y 2.000 mm.
Otras características	• Elevada humedad relativa, frecuentemente en torno al 80 por 100 y hasta el 100 por 100 en ocasiones. • Bajo índice de confort climático para el hombre, puesto que en esta atmósfera, denominada de *estufa húmeda*, la transpiración es difícil y lenta.



Fuente: J. DEMANGEOT

Figura 6.2. Diferenciación entre los climas tropicales, según Köppen, a partir de la relación existente entre las precipitaciones totales anuales y las precipitaciones registradas en el mes más seco. Clima ecuatorial (Af), clima tropical con estación seca (Aw) y clima monzónico (Am).

La pluviometría es consecuencia de dos factores fundamentales: de las bajas presiones provocadas por la existencia de un aire cálido y húmedo muy inestable, y de la convergencia intertropical (CIT) de los alisios. Ambos factores dan lugar a una gran nubosidad de desarrollo vertical, que se va formando a lo largo del día y que por la tarde, casi a la misma hora, descarga en fuertes aguaceros. El desplazamiento de la CIT, que oscila entre el hemisferio Norte y hemisferio Sur, en relación con el desplazamiento del Sol y con la fuerza que tengan los alisios de cada Hemisferio, establece una amplia franja en la que se producen las ascendencias dinámicas. También puede darse el caso de que los dos alisios, Norte y Sur, no tengan la misma temperatura, formándose así el frente intertropical (FIT). Este balanceo estacional de la zona de bajas presiones ocasiona un régimen de precipitaciones que cuenta, por lo general, con dos máximos *equinocciales* (en el Ecuador el Sol alcanza su cenit en los dos equinoccios, por lo que éstas serán las épocas de lluvias). Así mismo, la pluviometría se ve modificada por la orografía, por las brisas mar-tierra y por la continentalidad.

De esta actividad atmosférica, podríamos deducir la existencia de una atmósfera agitada, pero nada más lejos de la realidad, ya que en su conjunto se presenta calmada y con vientos débiles; los propios alisios son vientos moderados, con una velocidad media en torno a los 20 km/h, e incluso la zona de bajas presiones ecuatoriales es también una zona de calmas. Así, si bien el mecanismo de la convergencia de los alisios provoca un ascenso de la masa de aire, en contraposición, la circulación horizontal es escasa. A esto se une el débil valor de los gradientes de presión de la zona.

1.1.2. Variedades del clima de selva tropical

Sobre la línea del Ecuador, hay sectores donde los máximos de lluvia corresponden con los equinoccios, y en otros se retrasan a los meses de abril y noviembre. El progresivo alejamiento del Ecuador da lugar, primero, a descensos pluviométricos cada vez más acentuados, creciendo uno de ellos hasta que se transforma en estación seca; al mismo tiempo, se produce una progresiva disminución de la precipitación como tránsito hacia los climas tropicales de doble estación.

Frente a esta variación en las áreas continentales, se diferencia otra variedad climática en las islas, donde es muy escasa la oscilación térmica

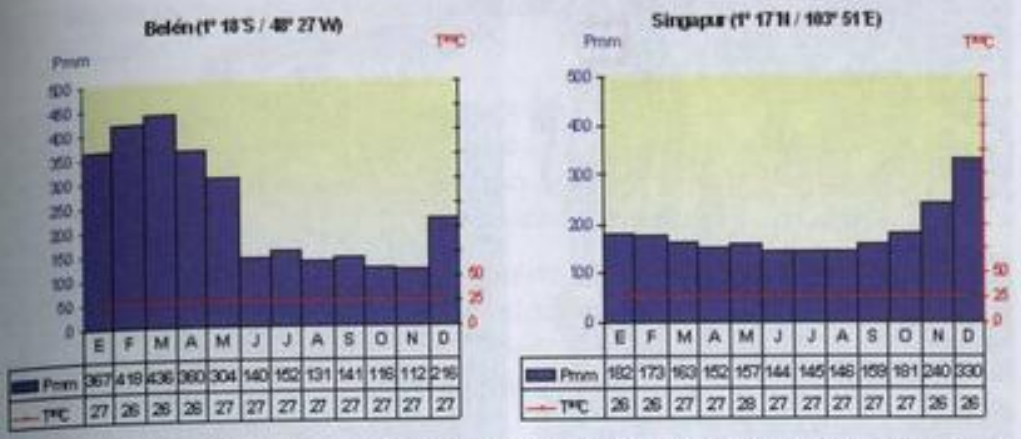


Figura 6.3. Los climodiagramas de Belén y Singapur (serie climática 1961-1990) muestran dos variedades del clima de selva tropical.

(la amplitud térmica anual no alcanza los 0,5 °C, por lo que se habla de isotermia), que unido a la elevada humedad durante todo el año (en torno al 90%) llevó a De Martonne a llamarle «clima de invernadero».

1.1.3. Rasgos biogeográficos del clima de selva tropical

- *Los ríos* son de caudal muy abundante y regular. Las fuertes lluvias dan lugar a *aguas de escorrentía* (proceso de desagüe del agua que no es capaz de infiltrarse en el suelo y corre por su superficie en forma de lámina, cuando la lluvia cae abundantemente).
- *La vegetación* en las regiones de clima ecuatorial está constituida por especies que necesitan altas temperaturas para vivir (megatermas), en su mayoría de hoja ancha y perenne, con gran número de especies, que configuran la *selva ecuatorial* (figura 6.4). Su gran riqueza vegetal da lugar a una gran diversidad de bosques ecuatoriales, en los que la característica básica es el predominio de las especies arbóreas, que pueden llegar a alcanzar hasta 60 m, dispuestas en varios estratos, generalmente en tres pisos arbóreos y dos de plantas leñosas de gran desarrollo. Aunque, en su conjunto, la masa arbórea parece espesa y continua, hay diferencias según los pisos: el piso superior está espaciado, el segundo tiene una mayor continuidad con respecto a las copas de sus árboles, y el inferior se compone

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 6.4. En las imágenes de la selva ecuatorial puede apreciarse a) detalle de densidad foliar y lianas; y b) una panorámica de la selva amazónica, en la que pueden apreciarse los distintos pisos de vegetación.

de brotes jóvenes e individuos adultos de copas más pequeñas y achatadas. Finalmente, en los pisos inferiores se desarrolla una vegetación herbácea, cuyo tamaño y densidad varía en relación con el mayor o menor déficit de luz, alcanzando su mayor desarrollo cuando hay mayor proporción de espacios libres.

Junto a las especies arbóreas hay otros importantes componentes vegetales, como son las enredaderas (destacan las lianas, que son plantas leñosas, delgadas por lo general, aunque en algunos casos pueden llegar a alcanzar hasta 20 cm de diámetro), y las plantas epifitas (se desarrollan sobre otros vegetales y no tienen raíces en el suelo, entre éstas destacan las orquídeas).

En las regiones litorales, se dan adaptaciones a los suelos inundados y a la salinidad propia de las costas, encontrandose una vegetación característica, los *manglares*. Éstos se disponen según una distribución lineal a lo largo de la costa Oeste, en las inmediaciones tropicales de aguas cálidas (no se dan en la costa Este donde hay corrientes frías) y pueden extenderse, además, tierra adentro, ocupando marismas y lagunas. Los manglares están formados por plan-

tas de raíces aéreas y con un follaje adaptado a una elevada transpiración.

- *Los suelos* ecuatoriales suelen ser pobres, ya que sufren una fuerte descomposición química, debido a las elevadas temperaturas y a las fuertes precipitaciones, al tiempo que éstas efectúan una fuerte lixiviación (lavado de los componentes solubles del suelo).

  El humus es escaso por la fuerte acción bacteriana, que destruye la vegetación muerta casi tan rápidamente como ésta se produce. Son característicos los *suelos lateríticos* (suelo limo-arcilloso de color rojizo, con elevado porcentaje de óxidos de hierro y aluminio).

1.2. El clima de sabana tropical

Este clima adquiere diversas denominaciones, según la clasificación utilizada: clima tropical con estación seca, clima tropical, e incluso subdividido en varios subtipos (como Viers). Se encuentra en zonas situadas entre los límites del clima ecuatorial y los trópicos, aproximadamente entre los 5° y los 25° de latitud, aunque, a veces, estos límites son superados en las fachadas occidentales de los continentes (entre los 10° y los 30° de latitud en el Hemisferio Norte y entre los 5° y los 25° en el Hemisferio Sur). Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.3.

Cuadro 6.3. Características del clima de sabana tropical.

El clima de sabana tropical	
Características térmicas	• Temperaturas elevadas, con medias superiores a 18 °C. • Amplitud media anual que puede llegar a alcanzar los 10 °C.
Características pluviométricas	• Alternancia estación lluviosa-estación seca. • Volumen de precipitaciones inferior a los climas de selva tropical.
Otras características	• Confortabilidad escasa, con exceso de calor en todos los meses y exceso de humedad o de sequía en algunos.

1.2.1. *Causas del clima de sabana tropical*

En estas latitudes, las costas orientales y occidentales de los continentes presentan contrastes pluviométricos, que son el resultado de su posición geográfica con respecto a la circulación general atmosférica y a las masas de aire. Así, mientras las costas orientales se ven favorecidas por las masas de aire oceánico, las costas occidentales presentan climas más áridos, puesto que se ven afectadas por los alisios cálidos y secos continentales, y por corrientes marinas frías.

La estación lluviosa se debe a la acción de las masas de aire marítimas tropicales y ecuatoriales (cargadas de humedad entre los equinoccios de primavera y otoño), y la estación seca a la acción de las altas presiones subtropicales.

1.2.2. *Variedades del clima de sabana tropical*

En este clima, se establecen diferencias en relación con la mayor o menor duración de la estación seca. A mayor latitud, se incrementa la amplitud de las temperaturas medias mensuales y se modifica la alternancia estación seca-estación húmeda, de modo que en las regiones más próximas al Ecuador se producen cuatro estaciones, alternativamente, una lluviosa y otra seca, y en las proximidades de los trópicos se producen solamente dos estaciones, una lluviosa y otra seca, la cual puede tener una mayor o menor duración. Así, el régimen de precipitaciones puede oscilar desde un régimen tropical equilibrado, es decir, que la duración de ambas estaciones sea de seis meses, hasta casos extremos con una corta estación de lluvias. La gradación progresiva que se produce, ha hecho que se les considere como climas de transición entre los climas ecuatoriales y monzónicos hacia los climas esteparios.

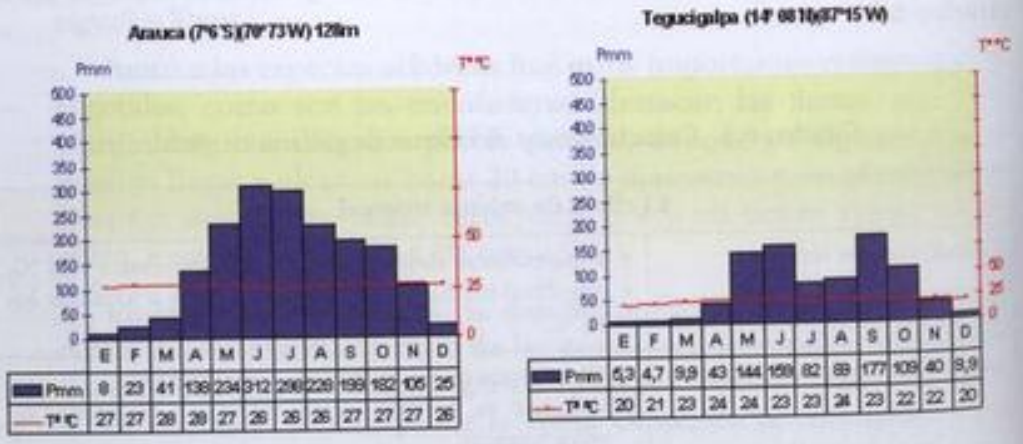


Figura 6.5. Los climodiagramas de Arauca y Tegucigalpa (serie climática 1971-2000), muestran dos variedades de clima tropical.

1.2.3. *Rasgos biogeográficos del clima de sabana tropical*

- *Los ríos* muestran una marcada alternancia estacional de caudal; así, mientras que son frecuentes las inundaciones de las tierras bajas en la época de lluvias, por el contrario, en la estación seca, incluso pueden llegar a desaparecer las aguas en los casos más extremos.

- *La vegetación* es diversa debido a la alternancia de una estación húmeda y otra seca, con una gradación relacionada con la sequía, que va desde el bosque tropical hasta la vegetación herbácea.

El *bosque tropical* tiene una vegetación menos densa que la selva ecuatorial, menor número de especies y cuenta con una menor estratificación; en él, se incrementan las especies de hoja caduca, aunque todavía se mantienen numerosas especies de hoja perenne, y se produce una mayor densidad y desarrollo del sotobosque herbáceo, al ser mayor la cantidad de luz que llega al suelo. Son características las asociaciones de bambú, que alcanzan aquí su clímax.

El arbolado decrece según aumenta la rigurosidad de la estación seca y se pasa a la *vegetación de sabana*. Ésta consiste en una combinación de árboles y arbustos de especies resistentes al fuego, en proporción variable; la altura de los árboles oscila entre 10 y 18 m y su proporción suele ser baja, quedando muy espaciados y predominando las formaciones herbáceas; esta vegetación se deriva de un periodo seco superior a tres meses o de una adaptación a las variaciones del contenido acuoso del suelo. La sabana se encuentra, por lo general, ocupando extensas llanuras y mesetas, y dentro de ella pueden encontrarse algunas manifestaciones de la

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 6.6. Vegetación de sabana.

selva en los valles más húmedos, donde reciben el nombre de *bosques-galería* tropicales. Dentro de la propia sabana se establecen diferencias según la importancia de la aridez, así se diferencian las sabanas húmeda, seca y espinosa.

Las especies herbáceas, al igual que las especies arbóreas, presentan modificaciones en su altura, así, en las regiones más húmedas pueden alcanzar hasta 3,6 m de altura, mientras que en las regiones más áridas quedan por debajo de los 60 cm.

• *Los suelos* son similares a los mencionados para el clima ecuatorial resaltando la presencia de costras lateríticas.

1.3. El clima monzónico

A una latitud superior a la de los climas ecuatoriales y tropicales con estación seca se establece latitudinalmente un contraste entre las fachadas occidentales de los continentes, en las que reina el desierto, y las fachadas orientales, donde se registran fuertes precipitaciones que dan lugar al clima monzónico.

Aunque el clima monzónico suele estudiarse preferentemente sobre las regiones asiáticas, por su mayor amplitud, no es exclusivo de éstas, sino que se encuentra también en otros continentes. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.4.

Cuadro 6.4. Características del clima monzónico.

El clima monzónico	
Características térmicas	• Elevadas temperaturas. • Apreciable amplitud térmica.
Características pluviométricas	• Elevadas precipitaciones anuales, concentradas, por lo general, en los meses de verano. • Una estación seca en los meses invernales. • Las precipitaciones se producen de forma repentina, lo cual ha llevado a hablar de la explosión del monzón.

1.3.1. Causas del clima monzónico

El mecanismo general de los monzones, centrándonos en el continente asiático, es el siguiente:

- En verano, que es la época de lluvias, las masas de aire tropical se desplazan hacia el Norte en función del balanceo estacional, en mayor grado del normal, debido a la localización muy alta en latitud que toma el Jet Stream, forzado por la posición del Himalaya. En esta situación, las abundantísimas precipitaciones que se registran proceden de fuertes ascendencias de aire, cuyo motor se encuentra en:
  - — Ascendencias ciclónicas de origen dinámico, influidas por la posición del Jet Stream.
  - — Efectos de convergencia intertropical de origen dinámico.
  - — Fuertes gradientes provocados por masas de aire frío en altitud.
  - — Efectos orográficos de enfriamiento adiabático.
  - — Acción de los ciclones tropicales.
  - — De forma indirecta, debemos considerar las bajas presiones continentales de origen térmico y la circulación de vientos a que dan lugar, a los que hay que añadir el flujo general del Suroeste, que aporta masas de aire húmedo procedentes del océano, y la acción de las corrientes marinas cálidas de las costas orientales, que mantienen la inestabilidad del aire.

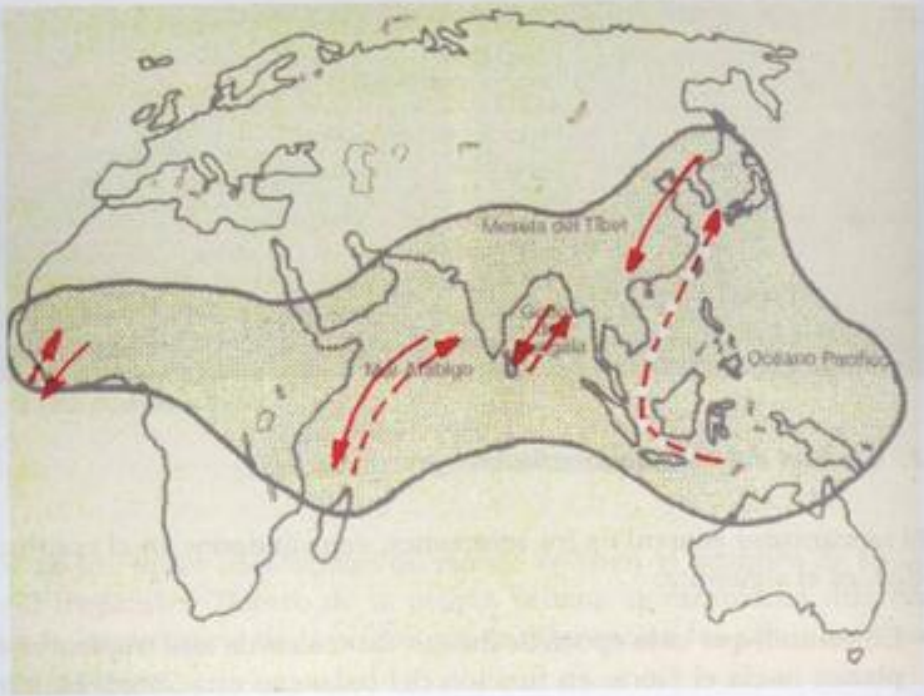


Figura 6.7. Chromow definió como monzónicas aquellas regiones en las que la dirección del viento en superficie experimenta un cambio de rumbo de al menos 120° entre las estaciones del año. El mapa muestra la inversión estacional en superficie de la dirección de los vientos alisios: en verano se dirigen hacia el norte (líneas contínuas) y en invierno soplan hacia el sur (líneas de trazos) (en parte de Das, 1986). Tomado de Cuadrat «Climatología».

- En invierno, la estación seca queda determinada por situaciones atmosféricas que aportan masas de aire seco o que impiden la llegada de masas de aire húmedo, como son:
  - — Altas presiones continentales de origen térmico sobre el continente asiático, que aportan vientos fríos y secos, los cuales, como además en su trayectoria descienden de latitud, se van recalentando progresivamente.
  - — Desplazamiento hacia el sur del Frente Polar y el Jet Stream y, consiguientemente, la acción de los alisios con vientos del Norte y NE en el hemisferio Norte, que aportan masas de aire tropicales, tanto continentales como marítimas, que pueden provocar lluvias invernales en algunas zonas.

1.3.2. Variedades del clima monzónico

Las diferencias en el régimen de precipitaciones del clima monzónico se deben a la posición con respecto a la orografía, a la localización costera, interior o insular, etc., en relación con unas u otras masas de aire, que vayan más o menos cargadas de humedad. Así podemos encontrar:

- Régimen con un fuerte contraste entre la estación seca y la estación lluviosa, en regiones afectadas por las masas de aire seco continental que se sitúan en invierno sobre Asia.
- Régimen con precipitaciones causadas por mecanismos frontales, o por efectos orográficos, durante el invierno del hemisferio Norte.
- Régimen de lluvias semejante al ecuatorial, como sucede en el archipiélago indonesio.

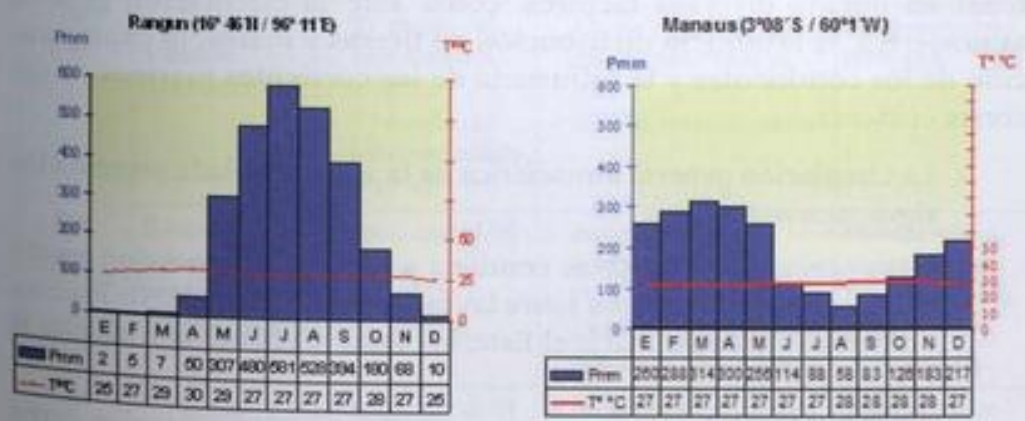


Figura 6.8. Los climodiagramas de Rangún y Manaus muestran dos variedades de clima monzónico.

En verano, las altas presiones subtropicales alcanzan su máximo desplazamiento en latitud, afectando a la costa oriental entre los 25° y 35° de latitud; con ello, las masas de aire tropical marítimo (cálido y húmedo) invaden estas latitudes, siendo el origen del elevado calor y de las abundantes precipitaciones costeras; este hecho, unido a la acción de las bajas presiones térmicas que provocan tormentas y a la acción de algún frente, dan lugar a veranos muy lluviosos.

En invierno, al descender las altas presiones subtropicales en latitud, se reducen las precipitaciones, siendo entonces provocadas por los frentes propios de la circulación de las latitudes medias, que incluso pueden dar lugar a alguna precipitación de nieve cuando estas regiones se ven afectadas por masas de aire polares. Al final de la primavera, las precipitaciones aumentan por la mayor incidencia de las perturbaciones del Frente Polar. En otoño, las precipitaciones pueden incrementarse por los ciclones tropicales que, ocasionalmente, pueden afectar a estas costas.

2.1.2. *Variedades del clima Cfa*

Los rasgos típicos de este clima se modifican gradualmente hacía otros climas, dando lugar a distintas variedades, que se diferencian sobre todo en las características de sus inviernos.

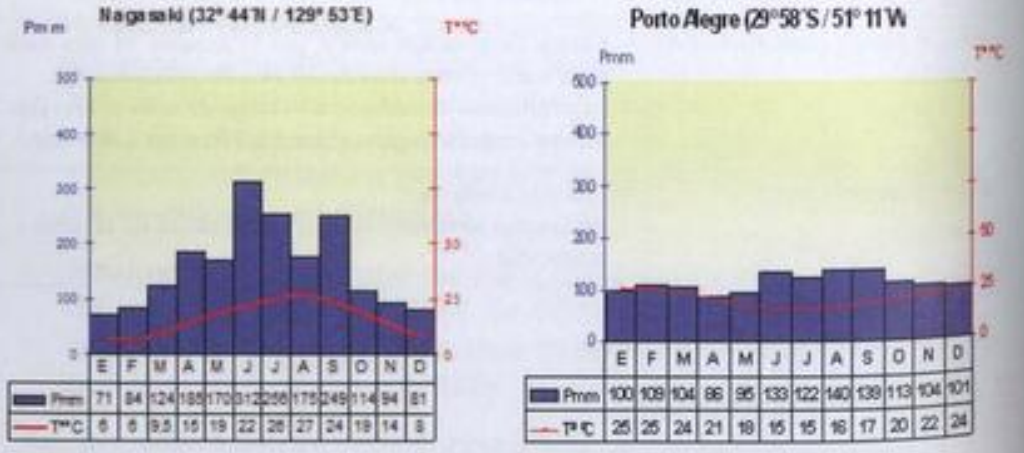


Figura 6.9. Clima subtropical húmedo. Obsérve las diferencias existentes entre el clima chino en el continente asiatico y en el continente americano (serie climática 1971-2000).

En el hemisferio Norte, este clima muestra ciertas diferencias entre Asia y América, debido a la distinta influencia que ejercen los anticiclones térmicos Siberiano y Canadiense, mas fuerte el primero que el segundo. Las masas de aire frío continental del anticiclón Siberiano invaden gran parte de Asia, dando unos inviernos secos, y sólo el extremo sur de la región asiática se ve afectada por la circulación ciclónica; en cambio, en América predomina la acción de la circulación ciclónica, que provoca lluvias invernales casi tan importantes como las del verano. En ambos casos, la sucesión de tipos de tiempo varía en relación con las ondulaciones del Jet Stream, que puede dar lugar a invasiones de olas de aire frío o de aire cálido.

En el hemisferio Sur, su menor masa continental no favorece la existencia de un anticiclón térmico invernal y es menor la importancia de las masas de aire continental. Esta ausencia del anticiclón continental del invierno hace que el Frente Polar apenas afecte a estas latitudes, al no ser empujado por aquél. Además, el verano resulta menos cálido, al ser más reducida la invasión de aire tropical y verse afectado por la acción refrigerante del océano austral. Sus precipitaciones proceden de las perturbaciones de origen tropical, que en otoño se ven sustituidas por las perturbaciones de origen polar (figura 6.9).

2.1.3. *Rasgos biogeográficos del clima Cfa*

- *Los ríos* presentan aguas altas en verano y aguas bajas en invierno, aunque no puede hablarse de un fuerte estiaje.

- *La vegetación* es muy variada, asociándose especies tropicales y especies templadas, pudiendo encontrarse tanto bosques de hojas perennes y anchas, como de hojas caducas y anchas e incluso de hojas con forma acicular.

En la parte más meridional, predominan los *bosques mixtos*, de cobertura menos densa que los de las zonas intertropicales húmedas, de menor altura y número de especies, y en los que se pone de manifiesto la estacionalidad a través de la mezcla de árboles caducifolios y perennes. Destacan especies como bambúes, palmeras, árboles y arbustos del tipo del laurel, todos ellos de hoja perenne; también son característicos los robles, hayas y castaños de hoja caduca, e incluso se localizan coníferas como pinos y abe-

2.2.1 *Causas del clima Csa y Csb*

El balanceo estacional, que da lugar a un sistema de circulación meridiana, explica este clima. Así, en verano, estas regiones se ven afectadas por las altas presiones subtropicales que se encuentran en su máximo desplazamiento latitudinal, las cuales provocan un tiempo estable, cálido y seco.

En invierno, las altas presiones se desplazan a latitudes más bajas, con lo que se posibilita la circulación del aire frío y se establece la libre circulación del Oeste, propia de las zonas templadas, que penetra libremente en la cuenca mediterránea, dando lugar a un tiempo más fresco y húmedo. Las masas de aire frío, al entrar en contacto con las aguas tibias del mar Mediterráneo, originan una activa ciclogénesis, siendo frecuente en el otoño el proceso de gota fría (perturbación atmosférica extratropical, no frontal, que puede provocar precipitaciones fuertes e intensas durante más horas o días). Además, hasta el paralelo 30°, aparecen perturbaciones asociadas a las ondulaciones del Jet Stream.

2.2.2 *Variedades del clima Csa y Csb*

La diversidad de matices en este clima está motivada por una paulatina modificación latitudinal y hacia el interior. Solamente una estrecha franja

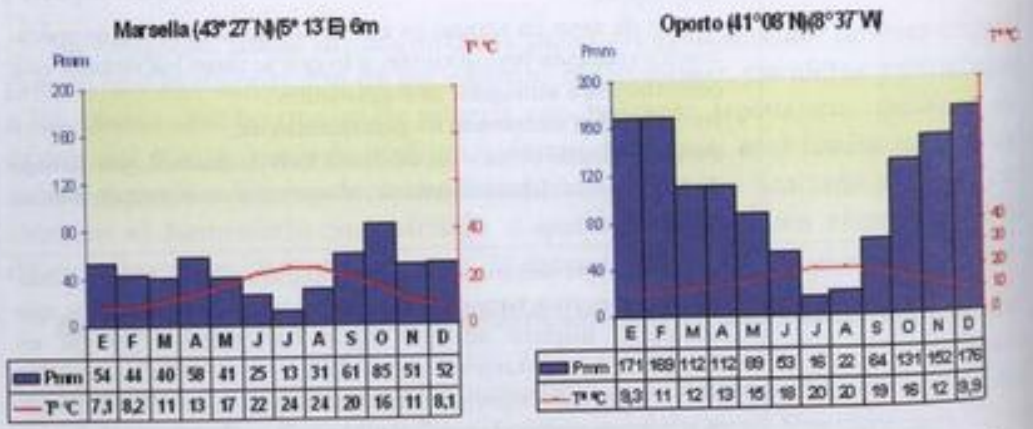


Figura 6.10. Los climodiagramas de Marsella (Csa) y Oporto (Csb), muestran las diferencias que se establecen entre la cuenca mediterránea y las regiones influenciadas por corrientes frías.

litoral presenta las características de un puro clima mediterráneo; en unos casos, las cadenas montañosas impiden su penetración hacia el interior, y, en otros casos, la continentalidad modifica sus características pluviométricas, reduciendo las precipitaciones del invierno e incrementando ligeramente las precipitaciones de verano, y sus características térmicas, resultando los inviernos más fríos y con fuertes heladas, y registrándose una mayor oscilación térmica.

La variación en latitud se observa en los contrastes que se dan entre los márgenes más septentrionales y los más meridionales, en cuanto a la duración de la sequía, a la intensidad del reparto estacional de las precipitaciones, y a la fuerza del viento. Debido a esta progresión, al clima mediterráneo se le considera un clima de transición, entre el seco de los desiertos litorales tropicales y el estepario, situados a menor latitud, y los climas templados húmedos de la costa occidental, situados a mayor latitud.

La clasificación de Köppen establece dos tipos, uno que corresponde a las características de la cuenca del mar Mediterráneo (Csa) y otro a las zonas costeras que se ven afectadas por la influencia de corrientes marinas frías (Csb). En ambos climas es muy similar el invierno, con la única salvedad de que el Csb no se ve afectado por influencias continentales, por lo que son raras las nieves y los hielos; en cambio, el verano presenta más diferencias. En verano, el cálido mar Mediterráneo, en cuya cuenca no existen corrientes marinas frías, ejerce una reducida influencia marina moderadora de las temperaturas, por lo que éstas pueden elevarse notablemente. En cambio, en el clima Csb, el verano alcanza unas temperaturas solamente algo más elevadas que las del invierno, debido a la acción moderadora de las temperaturas que ejercen las corrientes marinas frías y las ascendencias de aguas frías próximas a las costas que se producen en estas latitudes; con ello se intensifica la estabilidad de las masas de aire y resulta un verano seco, aunque con un aire húmedo.

2.2.3. *Rasgos biogeográficos del clima Csa y Csb*

• *Los ríos* tienen un régimen muy irregular, llegando a considerarse como los más irregulares del mundo. Así, frente a un acusado estiaje en los meses de verano, que puede, incluso, dejar totalmente secos los cauces de los ríos, se presenta un otoño con fuertes y súbitas crecidas, provocadas por las violentas tormentas, que dan lugar a frecuentes inundaciones.

• *La vegetación* es muy diversa, con las características típicas de los climas semiáridos. La principal característica es su adaptación al calor estival y a la sequedad *(xerófila)* manifestada a través de sus troncos cortos y de corteza gruesa, de sus profundas raíces y del pequeño tamaño de sus hojas, fuertes y enceradas, de carácter perenne. La vegetación se dispone en formaciones de *bosques claros* que dan una escasa cobertera al suelo y que suelen estratificarse en tres formaciones: cubierta arbórea, arbustiva y herbácea.

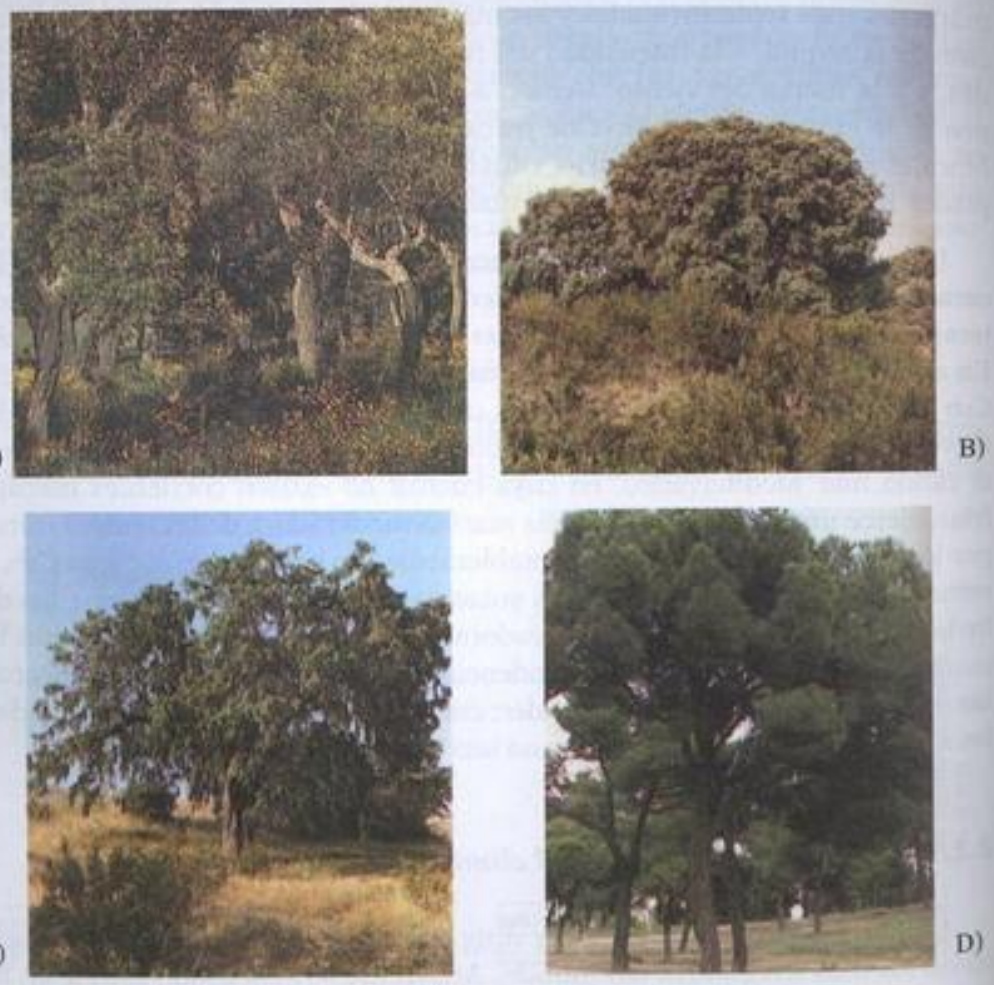


Foto: MP Borderías Uribeondo

Figura 6.11. Espécies características de la vegetación mediterránea: A) enebro; B) pinos; C) alcornoques; D) encinas y jaras.

• La mayor o menor aridez y la composición del suelo dan lugar *a cuatro formaciones típicas:*

— *Estepa herbácea,* en las regiones más áridas que anuncian la proximidad del desierto; en ella es típico el esparto.

— *Estepa arbustiva,* en las regiones algo menos áridas que las anteriores, en las que se desarrollan thuyas y palmeras enanas.

— *Maquis,* instalado sobre suelos silíceos, incluye numerosas especies, algunas de ellas muy espinosas. Se compone de un denso sotobosque, en el que crecen jara, brezos y madroños salpicados, de forma aislada, por árboles, entre los que son característicos los alcornoques, pinos y encinas.

— *Garriga,* instalada sobre suelos calizos, es una formación baja, menos tupida que la anterior, en la que los árboles y arbustos dejan parte del suelo al desnudo, y donde es característica la encina; en esta formación son de destacar las plantas aromáticas como el tomillo, la jara, lavanda, romero, etc.

El maquis y la garriga configuran una vegetación de *monte bajo*, derivadas, según distintas teorías, bien de una degradación del bosque por la acción humana, por la repoblación tras los incendios forestales, muy frecuentes en los bosques mediterráneos, o bien como resultado del clima en la periferia de los bosques esclerófilos.

• Los *suelos* son muy diversos. Las fuertes lluvias, junto a la deforestación que han sufrido estas regiones, hacen que, en muchos casos, sean fuertemente erosionados. Los más representativos son los suelos castaño-rojizos y pardo-rojizos. La terra rossa o arcilla de descalcificación, de color rojo pardo, resulta un reducto fértil en los suelos calizos. En las regiones más secas, anunciando los suelos desérticos, suelen aparecer costras calcáreas que no resultan fáciles de cultivar.

2.3. El clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc)

Este clima puede encontrarse también bajo la denominación de oceánico. Considerado como la continuación hacia el Polo del clima mediterrá-

neo, se localiza entre los 40° y los 60° de latitud a lo largo de las costas occidentales, y alcanza una considerable extensión latitudinal. Como ocurre con el clima mediterráneo, la alineación Norte-Sur de muchas cadenas montañosas implica una limitación en la extensión de este clima hacia el interior, limitación que también es causada por las pocas tierras existentes en el hemisferio Sur en estas latitudes. Así, este clima se desarrolla algo más en Europa, puesto que su disposición montañosa Este-Oeste y la penetración de los mares epicontinentales, permiten un mayor acceso de las masas de aire marítimas. Evidentemente, esta penetración hacia el interior se realiza con la consiguiente degradación continental. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.8.

Cuadro 6.8. Características del clima lluvioso templado, húmedo en todas las estaciones de la costa occidental de los continentes (Cfb y Cfc).

El clima Cfb y Cfc	
Características térmicas	• Oscilación térmica anual débil, con inviernos suaves y veranos relativamente frescos. • Débil oscilación térmica diurna en invierno, debido a la nubosidad y a la elevada humedad. • Son raros los fríos intensos y, cuando se producen, duran poco tiempo, aunque ello no impide que pueda helar a menudo.
Características pluviométricas	• Precipitaciones abundantes repartidas regularmente durante todo el año, pero con una reducción de su volumen en verano. • Elevado número de días de precipitación, que son casi diarias durante los meses de invierno. • Precipitaciones de nieve poco abundantes, ligadas a invasiones de aire ártico. • Elevada nubosidad que reduce la insolación (muy irregular en invierno), mientras que en verano el 60 por 100 de sus días son soleados (el promedio anual es de 1.800 a 2.200 horas de sol).
Otras características	• Vientos fuertes durante la estación fría que dificultan las nieblas de irradiación. • Elevada humedad atmosférica, mayor cuanto más al Norte. Aunque la nieblas no son abundantes, se forman por el contraste entre las masas de aire oceánico tibio y húmedo, con las masas frías continentales. • Balance de evapotranspiración potencial positivo todo el año.

2.3.1. *Causas del clima Cfb y Cfc*

La acción reguladora del océano es fundamental, acción que está relacionada tanto con las corrientes marinas cálidas, como con la introducción de masas de aire polares marítimas.

- Las corrientes marinas cálidas que afectan a estas costas juegan un doble papel. Por un lado regulan las temperaturas, al reducir la oscilación térmica anual, comprendida, por lo general, entre los 10 °C y los 15 °C; así, en invierno, las temperaturas de estas costas son más suaves que lo que les correspondería por su latitud, y más débil su disminución latitudinal. Por otro lado, al tiempo que suavizan las temperaturas, también favorecen el aumento de la precipitación, ya que el aire oceánico resulta bastante inestable al estar recalentado en su base por estas corrientes cálidas.
- Las masas de aire polar marítimo, durante el verano, siguen actuando, apreciándose sólo una ligera reducción de las precipitaciones en las regiones más meridionales.
- Las brisas de mar y de tierra también contribuyen a paliar las temperaturas extremas, sobre todo las máximas diurnas.

2.3.2. *Variedades del clima Cfb y Cfc*

El clima oceánico muestra algunas variedades climáticas debidas a la variación del balance de la radiación solar en latitud y a la degradación continental hacia el interior.

- El diferente balance de la radiación solar en latitud se traduce en unos veranos relativamente más cálidos cuanto menor sea la latitud, pasando de un verano relativamente cálido en el área meridional, a un verano fresco, cuyo mes más cálido apenas alcanza los 10 °C, en las regiones más septentrionales.

  En invierno las variaciones térmicas latitudinales son menores, pero existen diferencias en cuanto a la mayor o menor abundancia de precipitaciones sólidas. Así, en los espacios más meridionales la nieve es escasa, por la suavidad del invierno, pero va incrementándose hasta llegar a ser un elemento esencial en las regiones más sep-

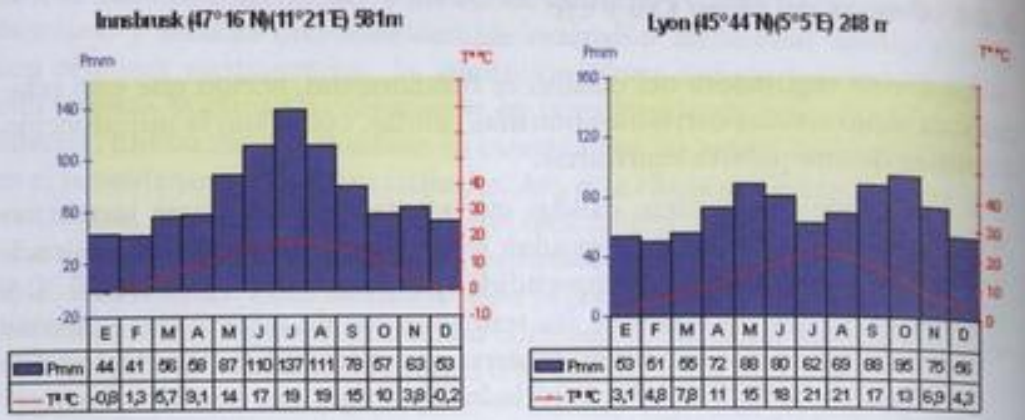


Figura 6.12. Lyon representa los rasgos típicos del clima oceánico, con inviernos suaves y lluviosos y veranos frescos y también lluviosos. Innsbruk muestra una degradación hacia el interior con ciertos rasgos de continentalización.

tentrionales, donde, además, son numerosos los días de heladas, que sólo cesan durante dos o tres meses, produciéndose un continuo proceso hielo-deshielo.

- En su degradación hacia el interior, la amplitud térmica se incrementa, ya que se reduce el efecto moderador de la humedad del mar. De este modo, el verano se hace más cálido y más largo, el invierno se hace más frío y con mayor número de días de heladas y se incrementa el número de días de niebla de irradiación. En cuanto a las precipitaciones, se equilibran las lluvias entre verano e invierno, siendo progresivamente mayores en verano, a medida que se va continentalizando, ya que se va sustituyendo la influencia de masas de aire marítimo por la acción de masas de aire continental.

2.3.3. *Rasgos biogeográficos del clima Cfb y Cfc*

- *Los ríos* tienen un régimen ponderado, aunque con las lluvias del otoño y del invierno pueden producirse desbordamientos.
- *La vegetación* es heterogénea y abundante, como corresponde a un balance positivo del agua. Así, cuenta con *bosques mixtos*, bosques de hojas anchas y caducas, en los que se desarrollan robles, fresnos y

Figura 6.13. Vegetación de los paisajes oceánicos: bosque de hayas y landas.

hayas junto a un abundante sotobosque, y bosques de hoja perenne entre los que destacan las coníferas. También resultan muy características las landas de aliagas, brezos y helechos.

- *Los suelos* son de dos tipos: los *podzoles* que tienen un color grisáceo, que son ácidos y muy lavados por la acción de las aguas de lluvia, y los *suelos pardos*, que son de buena calidad para el cultivo, ya que sobre ellos se forman espesos depósitos de humus, puesto que la acción bacteriana se ve reducida por las bajas temperaturas.

2.4. Los climas microtérmicos, de bosque frío

El clima «microtérmico», término que implica climas fríos con la temperatura del mes más frío por debajo de los -3 °C pero cuyo verano alcanza en algún mes los 10 °C, en los que es característica la presencia de nieve, se denomina en otras clasificaciones clima continental y algunos autores, como Patton o Strahler, matizan las variedades con verano más frío con la calificación de clima subártico continental.

El clima de bosque frío (microtérmico) se localiza sobre los continentes del hemisferio Norte, siendo prácticamente inexistente en el hemisferio Sur, debido a la carencia de amplias masas continentales en las latitudes en que se sitúa; tan sólo puede asimilarse a sus características una parte de la Pampa Argentina. Es difícil precisar su distribución latitudinal, entre el paralelo 35° y 40° en EE. UU. y entre el 45° y 50° en el Este de Siberia en su posición más meridional, y queda limitado por la isoterma de 10 °C del mes más cálido en su posición más septentrional. En general, se sitúa en el interior y zona oriental de los continentes, en la parte más septentrional de las latitudes medias. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.9.

Cuadro 6.9. Características de los climas microtérmicos.

Los climas microtérmicos	
Características térmicas	• Inviernos largos y fríos. • Estaciones intermedias con unas primaveras muy cortas, debido a las invasiones de aire frío, y unos otoños largos y suaves. • Fuertes contrastes térmicos, tanto estacionales como diurnos debido a su baja humedad.
Características pluviométricas	• Volumen reducido de precipitaciones, que se centran en el verano con carácter tormentoso. Los inviernos suelen ser secos. • Importancia de las precipitaciones de nieve, que, aunque caen en reducido volumen, permanecen varios meses sobre el suelo, debido al frío reinante.
Otras características	• Vientos, por lo general, menos violentos que en las regiones marítimas.

2.4.1. *Causas del clima microtérmico*

El clima microtérmico está muy influenciado por la acción del frente polar y por la acción de las altas presiones térmicas continentales.

- La influencia del *Frente Polar* es fundamental para explicar los fuertes contrastes de temperatura y las precipitaciones ciclónicas que se registran a lo largo del año. Así, el continuo desplazamiento norte-sur de las masas de aire polar y tropical, provoca alternativas olas de frío o de calor, ventiscas o nevadas de tipo convectivo. De este modo, en aquellas regiones situadas donde las masas de aire marítimo, tanto polares como tropicales, tengan un fácil acceso durante todo el año, se registran precipitaciones bastante regulares, aunque siempre con un máximo pluviométrico en verano; por el contrario, en aquellas zonas donde alterna la acción de las masas de aire tropical marítimo en verano y de masas de

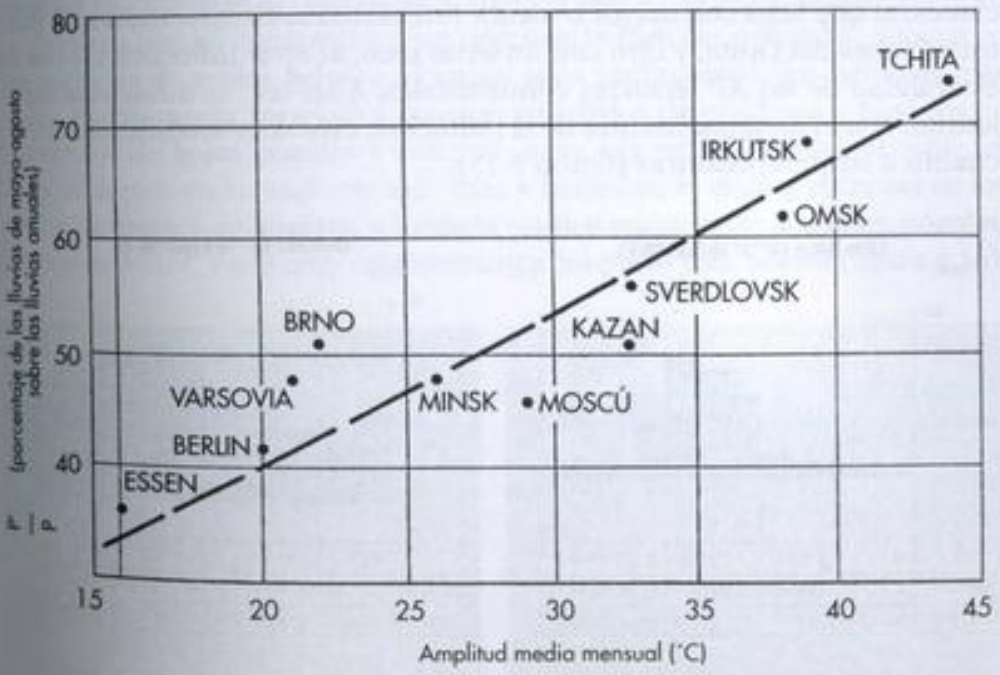


Figura 6.14. Progresión de la continentalidad en el continente euroasiático. La amplitud térmica anual aumenta con la continentalidad, al igual que el porcentaje de lluvias de verano sobre la precipitación total del año (según Estienne y Godard, 1970).

aire polar continental en invierno, se apreciarán unos claros y acusados máximos en verano y mínimos en invierno.

- La influencia de las *altas presiones térmicas* durante el invierno implica, por un lado, el bloqueo a la circulación ciclónica del Oeste, que no puede alcanzar el interior, y, por otro, la estabilidad de las masas de aire, que reduce las precipitaciones invernales. Esta estabilidad, al llevar consigo una falta de nubes, favorece la radiación nocturna y, por tanto, las bajas temperaturas, que consiguientemente refuerzan el anticiclón. Su desaparición en verano es lo que favorece una mayor inestabilidad del aire, posibilitando el mecanismo de las lluvias de convección y el paso de perturbaciones del frente polar.

2.4.2. *Variedades del clima microtérmico*

En este clima se diferencian dos tipos: uno húmedo en todas las estaciones, al que llega con mayor o menor intensidad la circulación de las perturbaciones del Oeste, y otro con invierno seco, al estar influenciado por la estabilidad de las AP térmicas continentales. A su vez, la influencia de la latitud, con el desigual balance de la radiación, establece modificaciones en cuanto a sus temperaturas (figura 6.15).

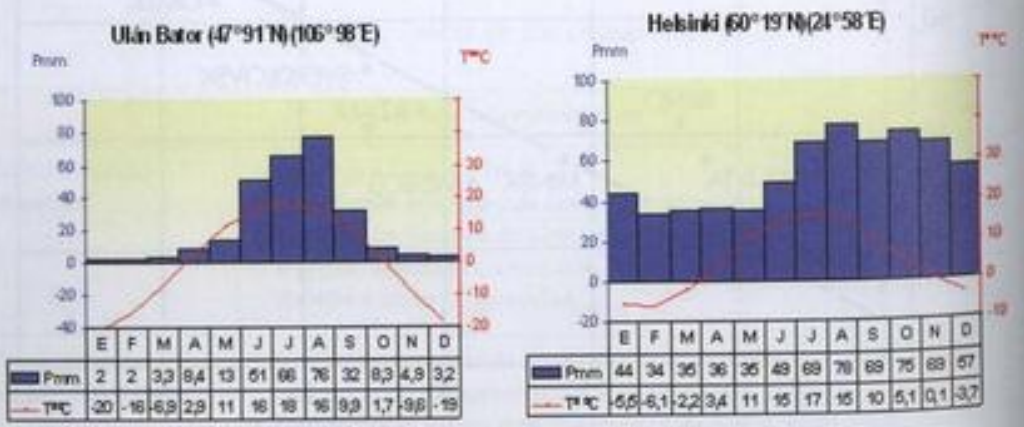


Figura 6.15. Helsinki (Dfb) registra abundantes precipitaciones a lo largo del año, debido a una cierta influencia oceánica, y una elevada oscilación térmica. Ulan Bator ((Dwb) tiene un régimen de precipitaciones muy contrastadas entre verano e invierno, resultado de su posición interior.
(serie climática1971- 2000)

2.4.3 *Rasgos biogeográficos del clima microtérmico*

- *Los ríos* tienen un régimen irregular; el invierno es la estación de aguas bajas, tanto por ser la época de menores precipitaciones, como por la congelación de las aguas por las bajas temperaturas invernales; por el contrario, en la primavera, el proceso de descongelación da lugar a importantes crecidas. Un hecho a destacar es el curso de los ríos que desembocan hacia el Norte, de modo que al correr las aguas hacia latitudes más frías, se encuentran, en un momento dado, con barreras de hielo, las cuales provocan inundaciones al frenar el curso normal del río.

- *La vegetación* presenta una gradación en latitud. En la parte más septentrional y por lo tanto más fría, predomina el bosque *boreal, o taiga*, formado por coníferas asociadas con líquenes, musgos y helechos. Las coníferas poseen acículas estrechas, en forma de aguja o a veces en forma de escamas, que se renuevan de forma continua a lo largo del año; en su mayoría, son de hoja perenne pero las hay también de hoja caduca, como el alerce o el ciprés pelado. Su tronco presenta una gruesa corteza y sus raíces están bien desarrolladas, aunque en las regiones de suelos helados alcanzan poca profundidad. En latitudes más bajas, encontramos mezclados bosques templados de coníferas y bosques de frondosas, de hojas grandes y caducas; aquí, son representativas el roble, el haya, el fresno en las regiones más frías y húmedas; el olmo y el fresno en los suelos de drenaje deficientes; y también pueden encontrarse abedules, nogales, arces y castaños, y son muy representativos los pinos y los abetos (figura 6.16).

Figura 6.16. El bosque boreal, o taiga, es la vegetación más representativa de los climas microtérmicos.

La variedad de especies difiere según los continentes, pero por lo general predominan los árboles altos, que dan una densa cobertura en verano; en el piso inferior se establecen arbustos y árboles jóvenes, y en el piso más bajo las hierbas aprovechan la primavera.

La degradación de este bosque y la aridez dan lugar a un paisaje vegetal de *pradera*, que se seca en verano, en la que es muy característica una vegetación de hierba corta o *estepa*. Estas praderas, en las regiones más húmedas, forman un denso tapiz, que ejerce un papel protector frente a la erosión, pero en las estepas secas se distribuye muy espaciadamente, dejando mucho suelo al desnudo.

- *Los suelos*, al igual que la vegetación, presentan una gradación, a partir de los *podzoles* que se localizan en las márgenes septentrionales, que son suelos muy lavados. En estas latitudes es frecuente que los suelos se encuentren helados en invierno. A menor latitud siguen las *tierras pardas*, que, al estar menos afectadas por la lixiviación, resultan más fértiles que las anteriores. En las praderas se dan los *chernozem* o *tierras negras*, muy ricas en humus y en calcio, que son considerados como uno de los mejores suelos del mundo. La mayor aridez de las estepas da lugar a suelos grises con eflorescencias salinas.

3. LOS CLIMAS DE LA ZONA FRÍA O DE LATITUDES POLARES

Los climas de las regiones polares y subpolares quedan delimitados por las temperaturas inferiores a la isoterma de 10 °C para el mes más cálido, que coincide con el límite de los árboles. A su vez, la isoterma de 0 °C para el mes más cálido delimita el dominio del hielo perpetuo y de la tundra, que es a la que corresponde mayor proporción, pues el hielo perpetuo sólo afecta al interior de Groenlandia y a las regiones centrales del continente antártico.

En el hemisferio Norte, estos climas se localizan por encima del paralelo 70° en las regiones continentales; en cambio, en el hemisferio Sur, puede aparecer desde los paralelos 55° e incluso el 50°.

Cuadro 6.10. Clasificación de los climas polares según Köppen.

Identificación	Clima	Definición de temperatura	Definición de precipitación	Vegetación
ET	Clima de tundra	La T° media del mes más cálido es superior a 0 °C pero inferior a 10 °C.	Poca precipitación	No hay vegetación arbórea.
EF	Clima de nieves perpetuas	La T° media de todos los meses es inferior a 0 °C.	Poca precipitación	No hay vegetación.
EB	Clima seco de alta montaña	Puede ser de tundra o nieves eternas pero la vegetación es la típica de la que se encuentra sobre 3.000 m		

3.1. El clima de tundra

La denominación que da Köppen a este clima se identifica con el paisaje que se origina en estas regiones, la tundra o extensión de tierra pelada, terreno inhóspito, tierra sin árboles. Sus características climáticas quedan reflejadas en el cuadro 6.11.

Cuadro 6.11. Características del clima de tundra.

El clima de tundra	
Características térmicas	• Ningún mes alcanza la temperatura media de 10 °C. • Elevada amplitud térmica anual. • Débil oscilación térmica diurna, casi nula en la noche invernal y casi imperceptible en el día permanente.
Características pluviométricas	• Precipitaciones escasas, inferiores a 250 mm y sólidas en su mayoría.
Otras características	• Fuertes vientos huracanados. • Nieblas provocadas por la evaporación sobre el mar (humo del ártico).

caso se alcanzan los 10 °C), siendo pequeña su amplitud anual; sus precipitaciones en la estación fría son algo más abundantes que en la variedad continental, y son frecuentes los vientos.

3.1.3 *Rasgos biogeográficos*

- *Las redes de agua* sólo alcanzan el estado líquido en verano, y entonces, debido al suelo helado en profundidad, no pueden infiltrarse, por lo que se expanden ocupando grandes extensiones.
- *La vegetación* que se desarrolla es la tundra. Se trata de una vegetación muy pobre, que puede diferenciarse en cuatro tipos: *la tundra de patas almohadilladas, la tundra herbácea, la tundra arbustiva y la tundra arbórea* (de transición hacia la taiga). En las regiones menos frías, pueden encontrarse plantas leñosas enanas, como sauces achaparrados y deformados, abedules diseminados, sobreviviendo en las hondonadas abrigadas los últimos restos del bosque, arbustos bajos, plantas herbáceas, y asociaciones de musgos y líquenes que se desarrollan con lentitud. Un hecho curioso es que el elevado contenido de azúcar de esta vegetación hace que sea muy nutritiva y puedan sobrevivir, alimentadas por ella, especies animales muy grandes. En las zonas muy

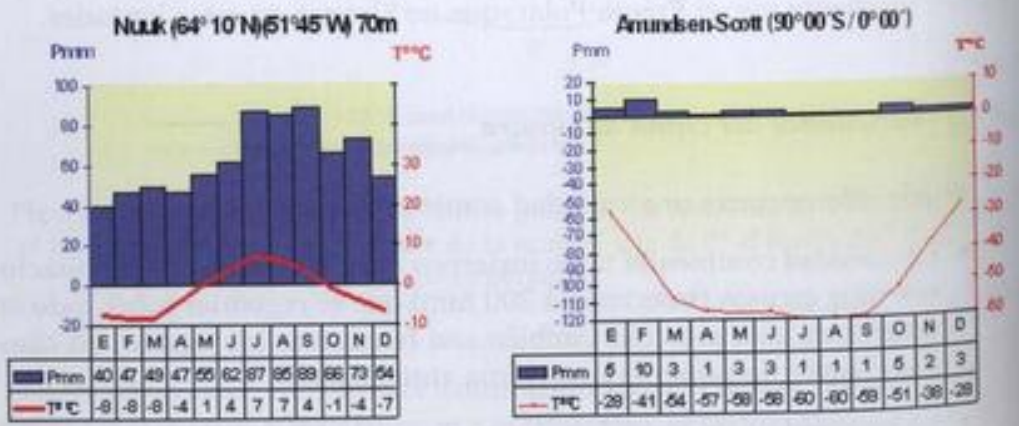


Figura 6.18. Los climas polares presentan grandes contrastes entre el clima de tundra (Nuuk) y el clima de hielo perpétuo (Amundsen) (serie 1961-1990).

frías, donde la deficiencia de calor e iluminación son más acusadas, queda reducida a la mínima expresión e incluso llega a desaparecer.

- *Los suelos* son más el resultado de procesos físicos que químicos. La existencia de un *permafrost* o subsuelo helado en profundidad disminuye las reacciones químicas y crea una capa impermeable en profundidad, que varía según la temperatura del verano. Tienen un drenaje insuficiente y suelen ser pantanosos en verano. Estos suelos helados en profundidad reciben distintos nombres según las regiones, como «merzlota» en Siberia o «tjála» en Laponia. Predominan los limos grisaceos y la arcilla gris-azulada con mucha turba.

3.2. El clima de hielo perpetuo

Sobre la Tierra hay tres grandes regiones de hielos: los casquetes de hielo continentales de Groenlandia y la Antártida, y los hielos flotantes del polo norte. Entre los hielos continentales y los flotantes también existen diferencias, tanto desde el punto de vista físico como climático, que no vamos a tratar. Sus características climáticas generales son las que quedan reflejadas en el cuadro 6.12.

El invierno perpetuo lleva consigo que no se produzca la fusión de la nieve y el hielo, acumulándose éstos durante siglos. Esta acumulación provoca un deslizamiento hacia afuera, por la presión ejercida en el centro del

Cuadro 6.12. Características del clima de hielo perpetuo.

El clima de hielo perpétuo	
Características térmicas	• Invierno perpetuo. • Temperaturas medias anuales más bajas del mundo. • Ninguna temperatura media mensual supera los 0 °C. • Fuertes contrastes térmicos anuales entre las noches y días polares.
Características pluviométricas	• Precipitaciones escasas, cuyo promedio mensual no supera los 8 mm. Estas precipitaciones son sólidas, procedentes de borrascas ciclónicas.
Otras características	• Vientos fuertes de origen catabático o de gravedad.

Figura 6.19. Paisaje de tundra y paisaje de hielo perpetuo en la Antártida.

casquete, que, al romperse, dará lugar a los icebergs. Los fuertes vientos que se registran proceden, en gran parte, de corrientes catabáticas o de gravedad, que dan salida al aire frío, muy denso, acumulado en el centro de los casquetes. Estos vientos son muy fríos, tanto por su procedencia como por el insuficiente calentamiento que experimentan en su recorrido.

Este clima también se encuentra en las altas montañas de latitudes más bajas, correspondiéndose con las cumbres de nieves perpetuas, pero su extensión es muy pequeña en relación con el conjunto total de este clima.

3.2.1 Causas del clima de hielo perpetuo

La causa de este clima parece estar en la elevación que alcanza Groenlandia en su interior (3.000 m) y la Antártida, aún más elevada. A ello se suma el frío que aporta el suelo permanentemente helado y cubierto de nieve, y su albedo, que puede reflejar hasta el 80 por 100 de la radiación solar. Además, el poco calor de las masas de aire se emplea para fundir o sublimar el hielo, por lo cual no se aumenta la temperatura de su atmósfera.

El clima actual de la Antártida se explica por la presencia del gran casquete glaciar heredado de las glaciaciones cuaternarias y, si los casquetes polares desaparecieran, no se volverían a formar en las condiciones climáticas actuales.

1.1.1. Estructura y composición de la corteza

Las investigaciones realizadas en la propagación de las ondas sísmicas, ya que éstas se desplazan de forma diferente según el medio por el que pasan, pusieron de manifiesto que existían diferencias en la velocidad de su propagación según que éstas atravesasen zonas estables de la corteza o lo hiciesen en zonas afectadas por movimientos tectónicos. Esta circunstancia permitió distinguir entre una *corteza continental*, con estructura compleja y una *corteza oceánica* mucho más sencilla y homogénea (figura 7.1).

La *corteza* está limitada en su base por la discontinuidad de Mohorovicic. En ella, se distingue la *corteza continental* que tiene un espesor que va de los 20 a los 50 km, e incluso hasta los 60 km, y la *corteza oceánica*. Otros estudios posteriores llevaron a poder distinguir dos capas distintas en la corteza continental: la *granítica* o corteza superior y la *basáltica* o corteza inferior, denominaciones equivalentes al *SIAL* (sílice y aluminio), la primera y al *SIMA* (sílice y magnesio) la segunda, con las que eran nombradas por los geólogos con anterioridad. A estas capas, hay que añadir una más superficial y presente tanto en las áreas oceánicas como en las continentales, si exceptuamos los escudos precámbricos, se trata de la *capa sedimentaria*.

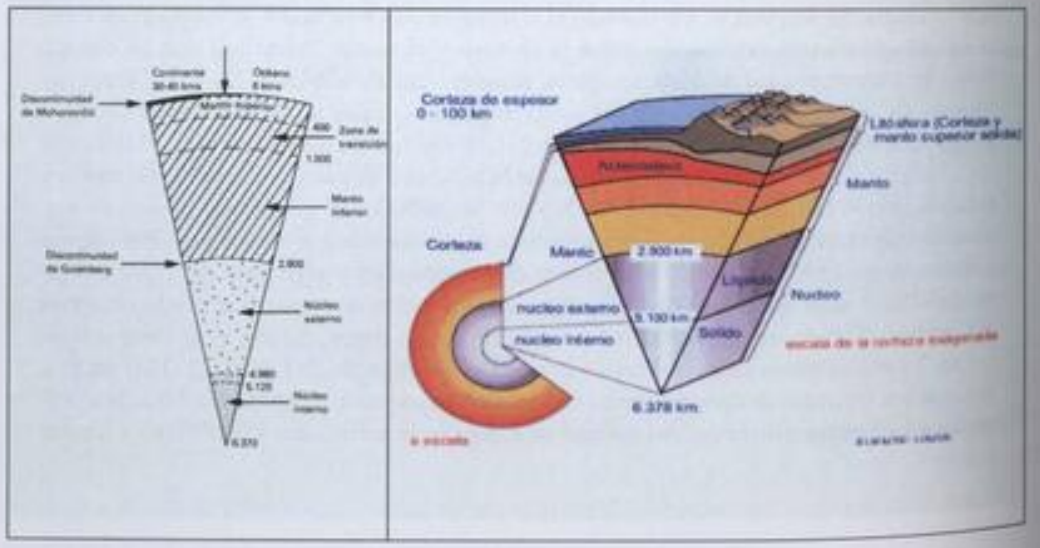


Figura 7.1. Estructura y composición de la Tierra según Bullen (1963) y modificado de Veroslavsky, G.

La corteza *continental* tiene mayor espesor en las zonas orogénicas, o con actividad tectónica, que en las estables, o en calma. La corteza *oceánica* es más homogénea, salvo en las dorsales y en las grandes fosas oceánicas, a pesar de que en ella se distinguen hasta tres subcapas cuyo espesor difiere en función de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas. En el eje axial de las dorsales existe una deficiencia de masa que va disminuyendo hacia los flancos; por su parte, en las fosas oceánicas, los estudios gravimétricos ponen de manifiesto que existe una deficiencia de masa, que la corteza es de tipo oceánico y del mismo espesor que en las áreas adyacentes, y que la acumulación de sedimentos varía, aunque no llega a alcanzar gran espesor.

Respecto a la *composición* de la corteza, se puede decir que es muy compleja, simplemente observando la heterogeneidad que presentan las rocas en su superficie. Los escudos pre-cámbricos (partes de un continente constituidas por materiales muy antiguos, anteriores al cámbrico, que han sido sometidos a procesos de metamorfismo y granitización, caracterizados por su estabilidad y rigidez, razón por la cual ante un empuje tectónico se fragmentan), están formados por granitos y neis, los márgenes continentales por sedimentos que provienen de la corteza continental próxima, y en las áreas oceánicas predominan las rocas basálticas. Estudios geológicos y geoquímicos permitieron calcular la composición química media de estas capas de la corteza terrestre. La *capa sedimentaria*, con un espesor medio de 1,8 km, está constituida por rocas arcillosas (42%), areniscas (20%), rocas volcánicas (19%) y rocas carbonatadas (18%). Su espesor varía entre los 10 km en zonas de geosinclinal y un 0,4 km en áreas oceánicas. La *capa granítica* sólo aparece en áreas continentales y posee un espesor medio de unos 20 km. En ella predominan los granitos y las rocas metamórficas ácidas, compuestas por cuarzos, feldespatos, micas y anfíboles. La *capa basáltica* aparece tanto en áreas continentales como en las oceánicas, aunque con diferente composición. Sus componentes fundamentales son rocas básicas.

1.1.2. Estructura y composición del manto

El *manto* es la capa más importante pues representa el 84% del volumen y el 69% de la masa total del planeta (figura 7.1).

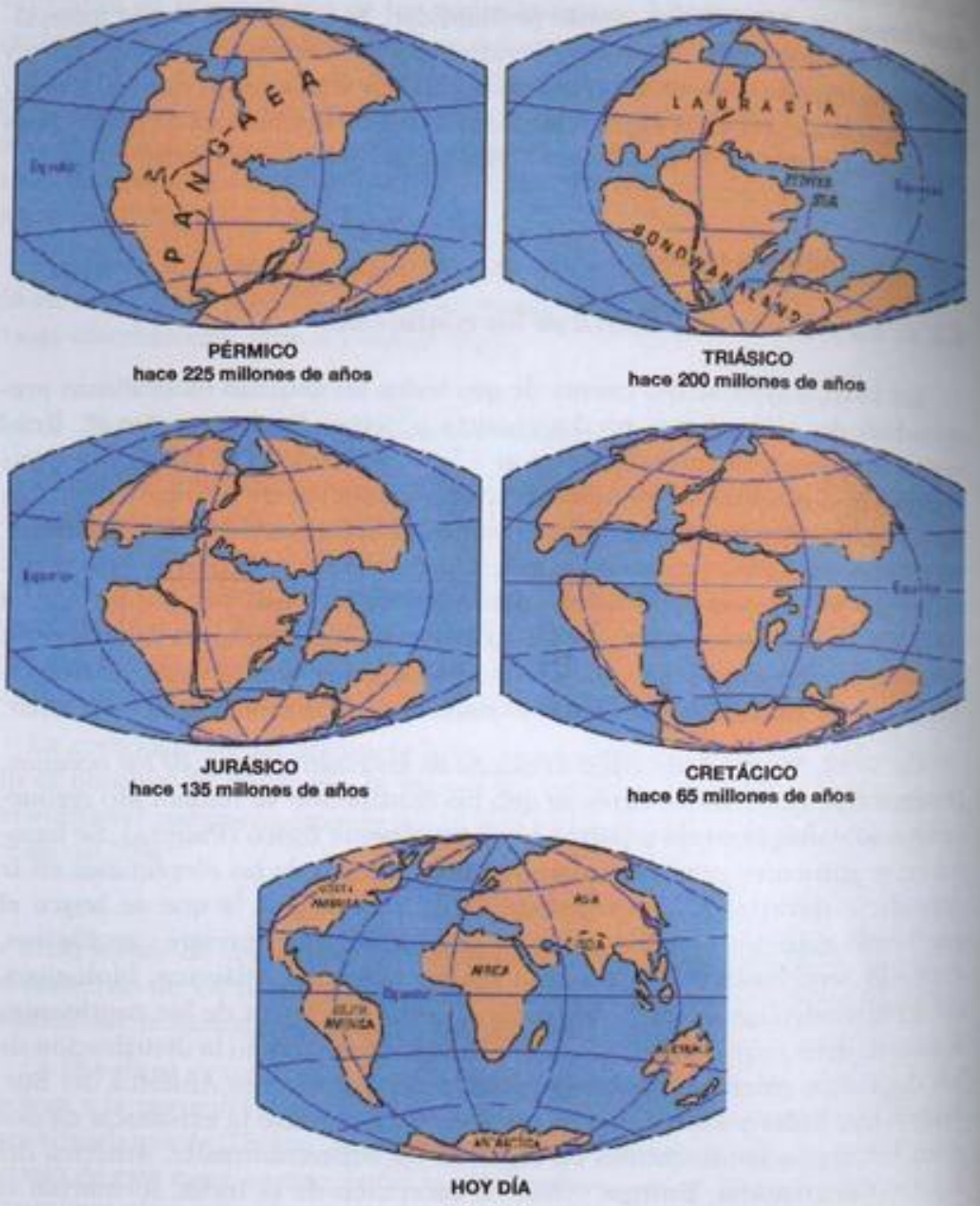


Figura 7.2. Evolución de las masas continentales según la teoría de la deriva continental de Wegener (Modificado de Veroslavsky, G.).

En su teoría, Wegener suponía que las cadenas orogénicas se formaban a causa de un cierto «efecto de proa» como él llamaba a las arrugas de fricción que producía el borde anterior del continente (sial) al avanzar sobre el sima. Por ejemplo, las montañas del Oeste de América, Andes-Rocosas, se habrían formado a causa del avance de América hacia el Oeste y las cadenas alpinas lo habrían hecho por el descenso de Eurasia hacia el Sur.

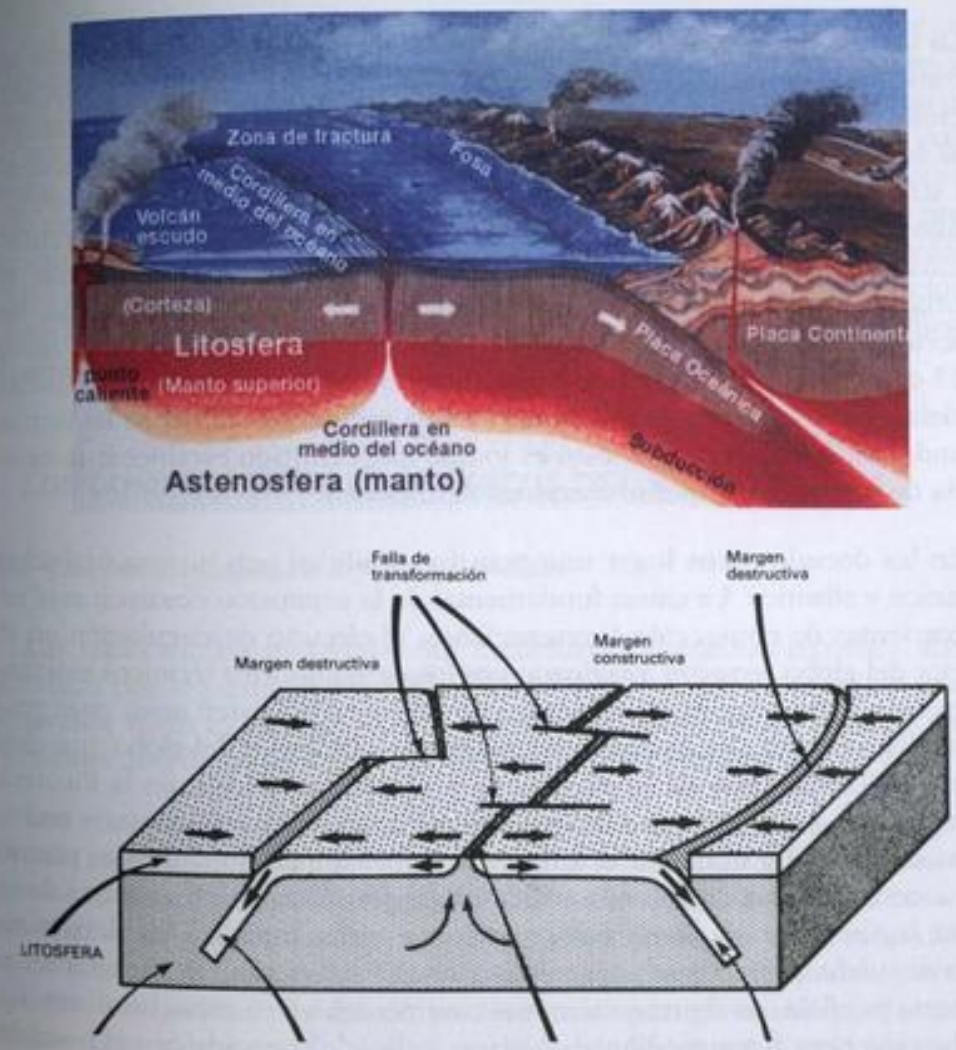


Figura 7.3. Procesos básicos y áreas fundamentales en la Teoría de la tectónica de placas.

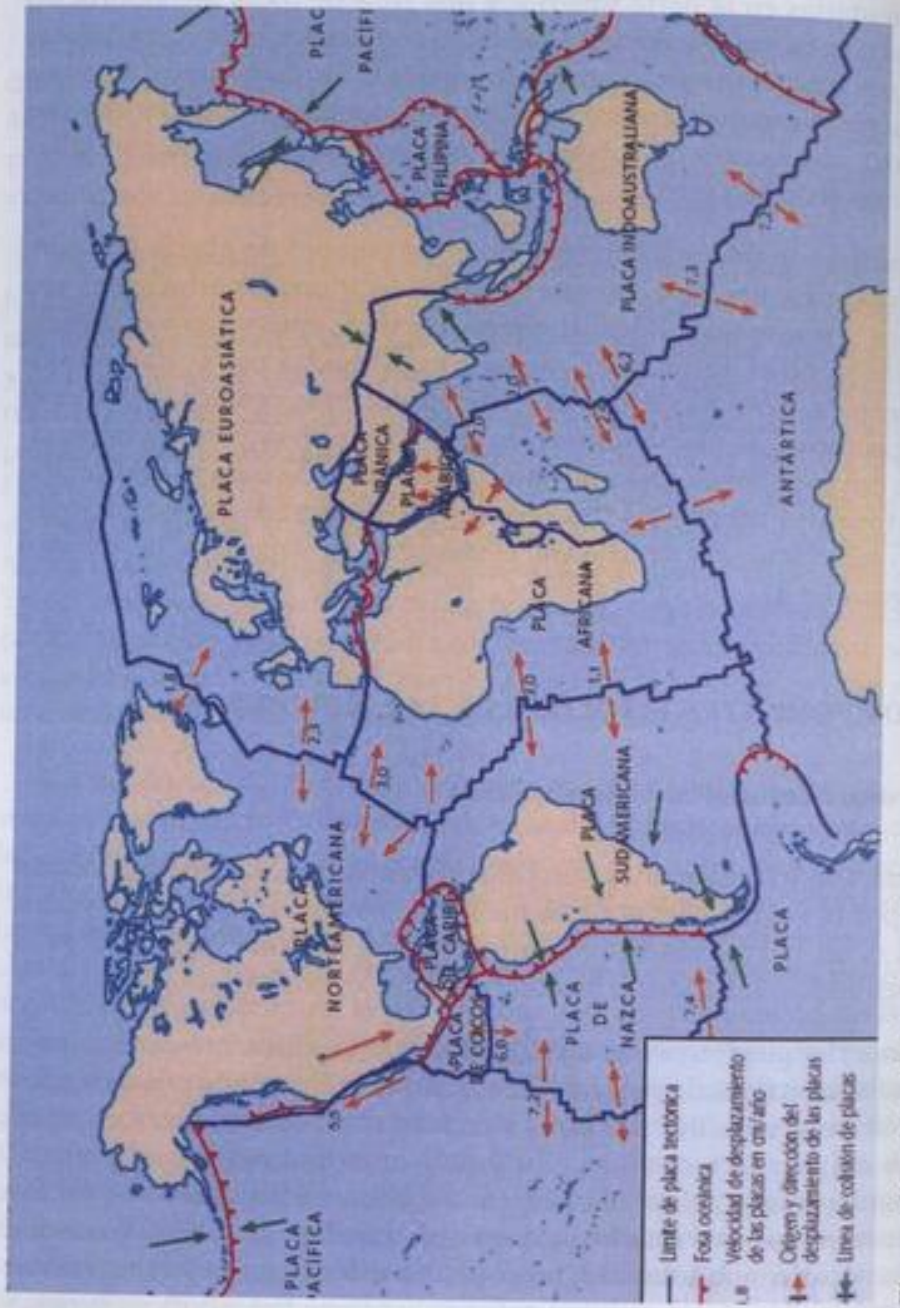


Figura 7.3a. Principales placas litosféricas: 1. Pacífica. 2. Norteamericana. 3. Suramericana. 4. Africana. 5. Euroasiática. 6. Australoíndica. 7. Antártica. 8. de Nazca. 9. Arábiga. 10. de Cocos. 11. Caribe. 12. Filipina. Los principales problemas de límites son el contacto entre las placas norteamericana y euroasiática en Liberia, y la posible existencia de una placa de Scotia entre la suramericana y la antártica.

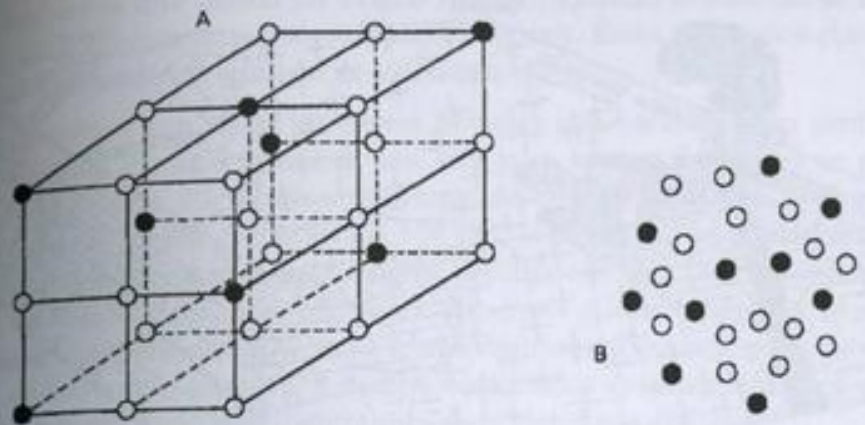
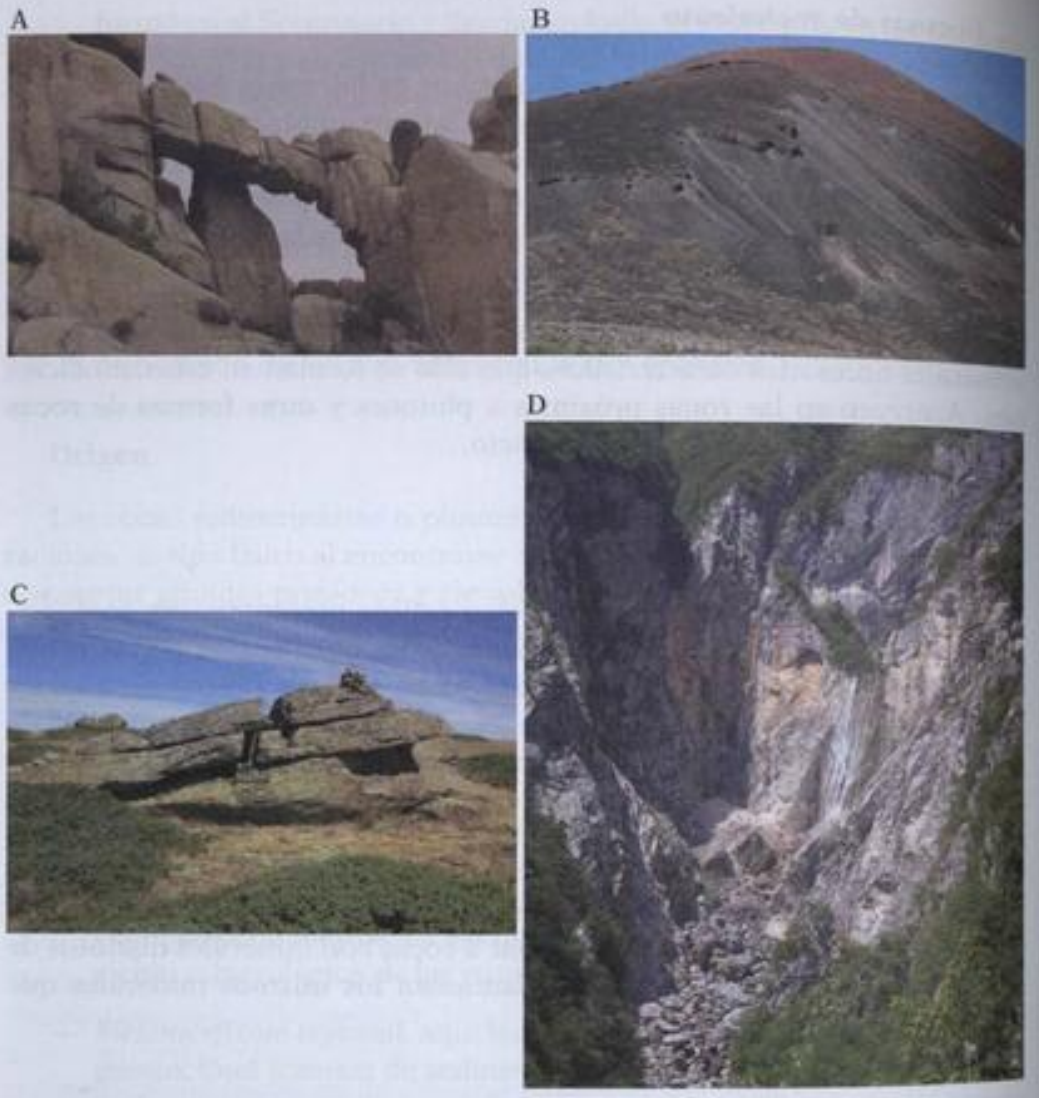


Figura 7.4. Estados en que se pueden encontrar los minerales: A: Cristalino; B: Amorfo.

Respecto a sus constituyentes, las rocas pueden ser *homogéneas* y *heterogéneas*. En el primer caso, tienen un solo componente y en el segundo, dos o más. Su grado de cohesión permite su diferenciación entre *coherentes* (caliza) e *incoherentes* (arenas). El estado en el que se encuentran las divide en *plásticas* y *no plásticas*. Aunque todas estas propiedades, usadas como criterios de diferenciación, son muy importantes para la Geomorfología, el criterio más generalizado para su clasificación es el que se refiere a la génesis de las rocas (clasificación genética). Esa génesis permite diferenciar tres grandes grupos: *eruptivas*, *metamórficas* y *sedimentarias* que pasamos a estudiar a continuación.

2.2. Rocas eruptivas

Llamadas también *ígneas*, *magmáticas* y *endógenas* porque son rocas que proceden de la consolidación por enfriamiento del magma incandescente del interior de la Tierra, por lo que tienen un origen interno, no conteniendo, por tanto, fósiles. Dentro de este grupo se integran dos subgrupos: las *intrusivas* o *plutónicas* y las *extrusivas, efusivas,* o *volcánicas,* según diferentes denominaciones. Entre ambas, están las denominadas rocas *filonianas,* cuya solidificación se produce por un enfriamiento relativamente rápido cuando el magma rellena las cavidades existentes entre las rocas (figura 7.5).



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 7.7. Algunos tipos de rocas. A) Eruptivas intrusivas: granito. B) Eruptivas efusivas: materiales volcánicos. C) Metamórficas: Neis y D) Sedimentarias: caliza.

Mármol. Es la roca metamórfica que procede de la caliza. Está formada por amalgama de cristales de calcita. Las impurezas son las que le confieren el distinto color al mármol.

Cuarcita. Procede de las areniscas silicosas en las que la sílice cementante sufre una recristalización.

Esquisto. Es una arcilla en la que la metamorfización no ha sido todavía muy importante. Se caracteriza por su hojosidad y porque no posee ya el carácter plástico de las arcillas.

Pizarra. Es un esquisto ya mucho más metamorfizado. En estas rocas la hojosidad es menos neta que en el esquisto.

2.5. El ciclo de las rocas

Cada tipo de roca no es independiente de los demás, sino que existe una evolución y relación estrecha por la que una roca puede transformarse en otra de igual o diferente composición química. Con el tiempo, y alterando las condiciones por una serie de procesos, cualquiera de los tipos de roca puede cambiar en otra. En el gráfico de la figura 7.8, se ha representado el ciclo de las rocas en el que se observa cómo, desde el magma hasta llegar a él de nuevo, tienen lugar una serie de procesos (cristalización, intemperismo, erosión, litificación, metamorfismo y fusión) que pueden transformar unas rocas en otras. Las flechas interiores indican que puede no darse el ciclo completo y que una roca metamórfica, atacada por los agentes externos (meteorización) puede originar, tras su transporte y sedimentación por los agentes de la erosión, y su posterior litificación, una roca sedimentaria. O bien, una roca ígnea, tras un proceso de metamorfismo, se convierte en metamórfica sin haberse puesto siquiera en contacto con los agentes de la meteorización.

Se debe tener presente también que los sedimentos y las rocas sedimentarias están igualmente expuestos a los agentes externos y pueden ser transformados en nuevos sedimentos. En síntesis, el ciclo de las rocas demuestra que los materiales terrestres no se crean ni se destruyen, sólo se transforman, respondiendo a las diferentes formas de energía.

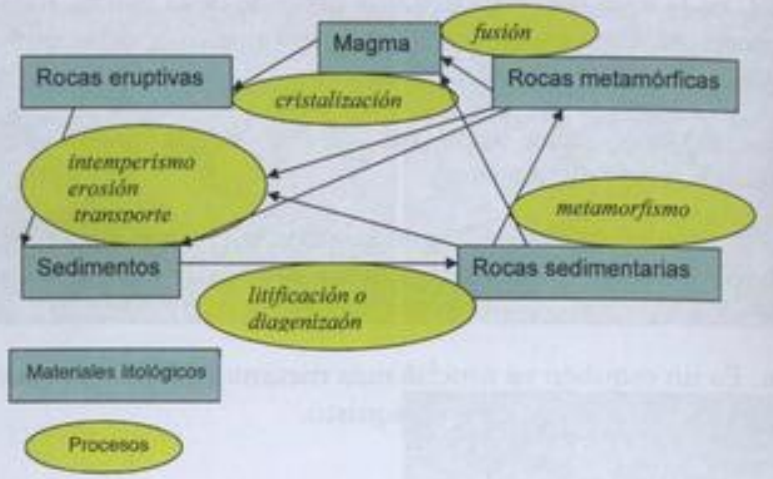


Figura 7.8. El ciclo de las rocas.

2.6. Propiedades de las rocas

Algunas propiedades de las rocas van a influir de forma decisiva en las formas de relieve, puesto que condicionan la acción, tanto de las fuerzas endógenas como de los agentes externos.

Desde el punto de vista geográfico, interesa conocer las propiedades que harán que las rocas tengan una u otra respuesta ante las fuerzas internas o tectónicas (elasticidad) y ante las fuerzas externas o erosión (resistencia).

2.6.1. Respuesta de las rocas ante los esfuerzos tectónicos

A una cierta profundidad, en las zonas estables de la corteza, las rocas se hallan sometidas a una presión, igual en todas las direcciones, denominada presión litostática, ante la cual las rocas no se deforman. Sin embargo, en zonas inestables de la corteza, donde existen fuerzas no equilibradas, la presión litostática no es igual en todas las direcciones y la roca se deforma en el sentido del mayor empuje.

Las rocas están pues sometidas a presiones que, mientras están equilibradas, no producen deformaciones en ellas, pero cuando se rompe ese equilibrio producen la deformación de la roca, pudiéndose distinguir dos etapas:

1. En un primer momento, aunque aumente rápidamente la fuerza, la deformación es pequeña e incluso, si cesase el empuje, se volvería a la situación inicial. A ello se le llama *dominio elástico* de la roca.

2. A partir de un cierto nivel de esfuerzo o empuje, la deformación aumenta más rápidamente con muy poco empuje y, aunque cesase éste, ya no se volvería a recuperar la posición inicial. A ello se le denomina *dominio plástico* de la roca.

Cada tipo de roca presenta una relación peculiar entre esfuerzo y deformación. Hay rocas que tienen un umbral de plasticidad muy bajo; con poco esfuerzo se alcanza en ellas el dominio plástico. Sin embargo, el punto de ruptura se alcanza difícilmente. De este tipo son las rocas sedimentarias como las arcillas, las pizarras, etc., que tienden a dar relieves plegados, que se verán más adelante. Otras rocas tienen un umbral de plasticidad alto, apenas se deforman, pues antes de llegar a deformarse se fracturan. Son las rocas eruptivas y metamórficas, fundamentalmente, que tienden a dar relieves fallados, que veremos posteriormente.

Este diferente comportamiento de las rocas ante los esfuerzos internos se plasma en las formas de relieve, pues en áreas dominadas por rocas eruptivas o metamórficas encontraremos estructuras fracturadas o falladas, mientras que en áreas dominadas por rocas sedimentarias encontraremos estructuras horizontales, si no han sufrido empujes y estructuras inclinadas o plegadas si los han sufrido.

2.6.2. Respuesta o resistencia de las rocas a la erosión

Según sus propiedades, derivadas fundamentalmente de su composición, las rocas ofrecen mayor o menor resistencia a la erosión. La mayor o menor facilidad que presentan las rocas para la fracturación está en estrecha relación con sus propiedades físicas. Éstas son:

— La *cohesión*, propiedad que poseen algunas partículas sólidas para tender a unirse entre sí y formar agregados. Si es fuerte, la roca será dura o resistente a la erosión, por ejemplo, la arenisca; si la cohesión es débil, la roca será blanda o poco resistente a la erosión, por ejemplo la arena de la playa.

Figura 7.10a. Pliegue disarmónico.

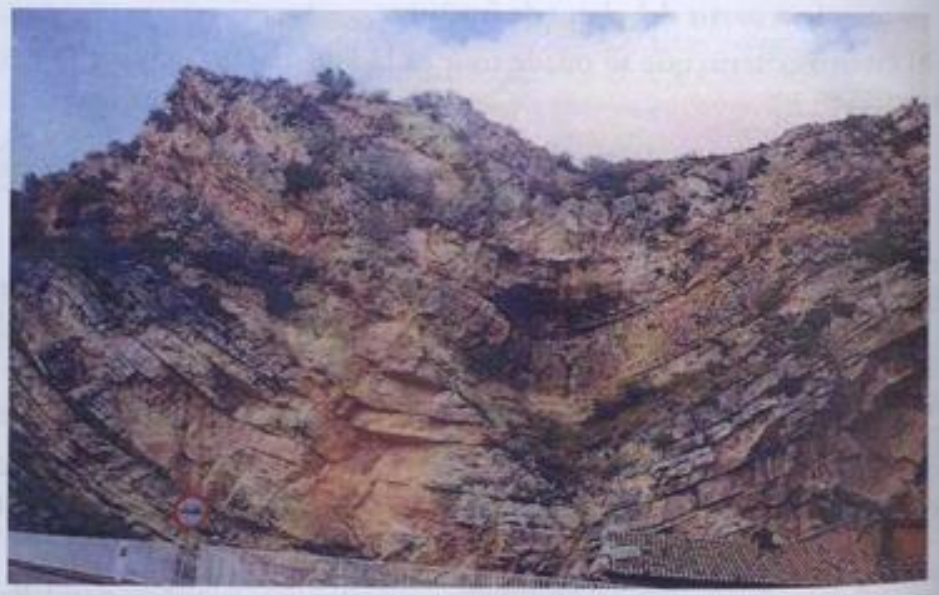


Foto: M.ª José AGUILERA

Figura 7.10b. Pliegue sinclinal. Alhama de Aragón. Zaragoza.

de la corteza en forma de cúpula y de planta más o menos circular, debida a un ascenso de rocas plásticas y poco densas (halitas, yesos y otras sales) que extruyen alterando la disposición original de los materiales superpuestos (figura 7.10).

4.2. Las estructuras de dislocación, las fallas

Si las fuerzas tectónicas han actuado sobre materiales rígidos, o han superado el índice de plasticidad de los materiales afectados, el resultado de su acción es la fragmentación o fracturación de las rocas, con o sin desplazamiento vertical u horizontal de las mismas. Estas rupturas tienen lugar en todo tipo de rocas, aunque su frecuencia es mayor en las consolidadas y de carácter más rígido. Si existe desplazamiento de los bloques se denominan *fallas* y si sólo se han roto, se denominan *fracturas*. Las primeras suponen una desnivelación de los bloques afectados, en la vertical, con un bloque hundido y otro elevado, o un desplazamiento horizontal en el caso de las horizontales.

Las *fallas* se producen a consecuencia de movimientos tectónicos relacionados con fuerzas horizontales en tensión o en compresión, o con fuerzas de componente vertical. Según esto se producen distintos tipos de falla.

Cuando la falla afecta a series sedimentarias estratificadas provoca contactos anómalos, o discordancias, por falla.

4.2.1. Partes de una falla

En una falla encontramos distintos componentes: *Labios de falla o dovelas, plano de falla, y salto de falla*

— *Labios de falla o dovelas,* según se utilice terminología francesa o alemana. Son cada uno de los bloques desnivelados.

— *Plano de falla.* Superficie a través de la cual se realiza el desplazamiento de los bloques.

— *Salto de falla.* Es el valor de la desnivelación tectónica, es decir, la diferencia de altura existente entre el labio levantado y el labio hundido. (Vid figura 7.11).

tectónico. Por el contrario, si se unen varias fallas dejando un bloque hundido entre ellas a éste se le denomina *fosa tectónica* o *graben* (figura 7.13).

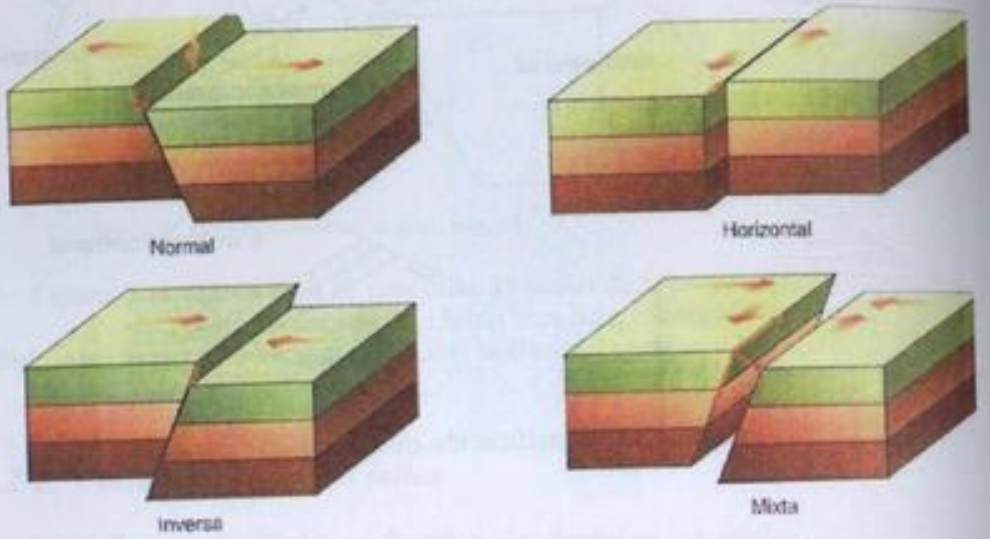


Figura 7.12a. Perspectivas de algunos tipos de falla.

Figura 7.12.b. Perspectivas de otros tipos de fallas.

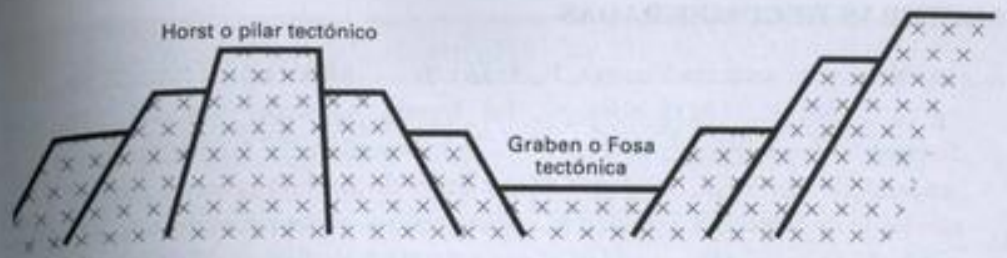


Figura 7.13. Fosa tectónica o graben y horst o pilar tectónico.

Figura 7.14. Falla en la realidad en la que se observa la discontinuidad por el salto entre los estratos.

Figura 8.1. Principales rasgos del relieve oceánico.

Figura 8.2. Perfil ideal de la topografía de una cuenca oceánica, a) plataforma continental; b) talud continental; c) llanura abisal; d) colinas submarinas; e) guyot; f) dorsal oceánica; g) fosa o trinchera oceánica; h) arco insular; i) cuenca marginal.

Guyot. Relieve de los fondos oceánicos con origen en formaciones volcánicas submarinas y con cumbre aplanada por la erosión submarina.

muy suave, de en torno al 1 por mil. Económicamente, son áreas de gran valor, porque en ellas se encuentra abundante pesca y también yacimientos de hidrocarburos.

Estructuralmente pueden distinguirse dos tipos: *bordes de tipo atlántico* y *bordes de tipo pacífico*.

a) Los *bordes de tipo atlántico* están compuestos de sólo dos zonas, la *plataforma* y el *talud* continental. Se les denomina también *bordes asísmicos*, porque en ellos no se producen movimientos tectónicos. La plataforma continental alcanza una profundidad de alrededor de 200 metros y su pendiente está en torno al 1 por 1.000. Aquí, el relieve continental se ha visto atenuado por la acumulación de los sedimentos depositados. El talud continental tiene pendientes de en torno al 1 por 40, éste es el borde real del continente y a su pie se depositan los sedimentos en capas de gran espesor que van disminuyendo hacia el océano, donde alcanzan pendientes de entre el 1 por 1.000 y el 1 por 700. En estas zonas de escasa pendiente, suelen aparecer con frecuencia estructuras salinas (domos, diapiros) a los que a veces se asocian yacimientos de hidrocarburos.

b) Los *bordes de tipo pacífico*, llamados también *sísmicos*, son zonas de gran actividad tectónica, y en ellos pueden distinguirse: *arcos insulares* (cadenas de islas volcánicas) separados del continente por una *cuenca marginal* ocupada por un mar interior; tras los arcos, aparecen pequeñas *crestas* que no llegan a la superficie y, por último, una *fosa* o *trinchera* oceánica, que alcanza las mayores profundidades marinas. Aquí, no existe plataforma continental semejante a la de los bordes de tipo atlántico. Topográficamente, presentan dos accidentes muy característicos: *arrecifes de barrera* y cañones submarinos. Los primeros están formados por sedimentos biogenéticos, generalmente coralinos, mientras que los segundos son profundos valles en «V» muy pronunciada, que seccionan el talud e incluso la plataforma continental.

1.1.2. Llanuras abisales

Las *llanuras abisales* son zonas planas o con pendientes muy pequeñas, entre el 1 por 1.000 y el 1 por 10.000, pues la cobertera sedimentaria recubre sus rasgos topográficos. A veces, estas llanuras se ven interrumpidas por colinas submarinas que emergen formando islas o atolones.

1.1.3. Dorsales oceánicas

Las *dorsales oceánicas* son todos los accidentes topográficos submarinos lineales. Estructuralmente, se distinguen *dorsales sísmicas y asísmicas*. Las primeras forman una cadena continua de unos 60.000 km de longitud, una

www.scantopdf.eu

Foto: M.ª C. Carrera

Figura 8.7a. Cerro testigo.

Podemos resumir que el tamaño, mayor o menor, es el que permite diferenciar entre los distintos términos con los que se denominan estas formas de relieve: *superficie estructural, páramo, mesa, muela, cerro testigo y antecerro.*

Foto: M.ª José Aguilera

Figura 8.7b. Cerro testigo de Hita y plataforma horizontal que testifica su extensión.

2.1.1. Relación de la red fluvial y la estructura horizontal

La red fluvial de una región de estructura horizontal no suele presentar una dirección predeterminada, pero su influencia en la creación del relieve es muy importante, puesto que es la causante de la individualización de las formas que la caracterizan y que acabamos de ver.

2.2. Formas de relieve monoclinal o inclinado (estructuras inclinadas o cuestas)

En los bordes de las cuencas sedimentarias, o en áreas donde la tectónica ha inclinado en una sola dirección las series sedimentarias alternantes de rocas deleznables y resistentes a la erosión, se forman unos relieves monoclinales muy característicos, conocidos en todo el mundo con la palabra castellana de **cuestas**.

Una *cuesta* se caracteriza por su perfil disimétrico; consta de dos partes bien diferenciadas: el *frente* y el *dorso*. El *frente de cuesta* tiene una gran pendiente y en él se distinguen, a su vez, la *cornisa* y el *talud*; la primera se halla modelada sobre roca dura, con pendiente muy fuerte que está en función de la resistencia de la roca y del buzamiento de los estratos; el *talud* es de menor pendiente e igualmente depende de la dureza de la roca que lo compone y del buzamiento de los estratos.

En función del buzamiento de los estratos se pueden distinguir varios tipos de formas:

— *Cuestas*: formas monoclinales con un buzamiento comprendido entre los 2° y los 20°.

— *Crestas monoclinales*: en ellas el buzamiento está por encima de los 20°.

— *Barra monoclinal* u *hog-back*, en este caso el buzamiento de las series sedimentarias se acerca a la vertical, está próximo a los 90° (figura 8.8).

La pendiente más suave la presenta el *reverso de la cuesta*, que es una superficie estructural *primitiva* o *derivada* en función de la ausencia o

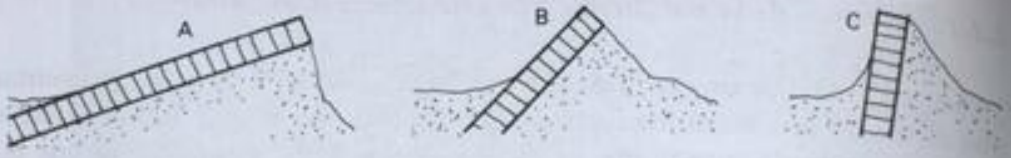


Figura 8.8. Nombres que reciben los diferentes tipos de cuestas en función de la inclinación de los estratos de roca resistente a la erosión. A. cuesta, B. cresta monoclinal y C Barra monoclinal u hog-bak.

actuación de la erosión, cuya pendiente también está en relación con la inclinación que presentan los estratos.

Como en el caso de las superficies *aclinales*, las *monoclinales* presentan también formas testigos del retroceso de la cuesta, como son los *cerros testigos* y los *antecerros*, debidos a la acción de la erosión diferencial que lleva a cabo la red fluvial que se instala sobre ellos.

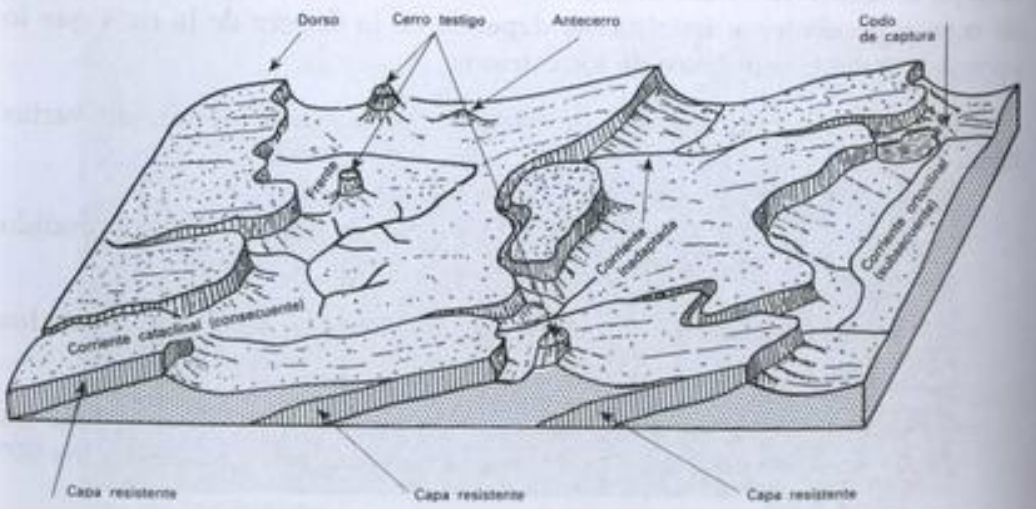


Figura 8.9. Cuestas. Disposición teórica de las cuestas con casos de adaptación e inadaptación de la red hidrográfica a la estructura.

Fotos: M.ª Pilar GONÁLEZ YANCI

Figura 8.9a. Cuestas. A la izquierda, las Loras (Burgos) A la derecha, desierto de Namibia.

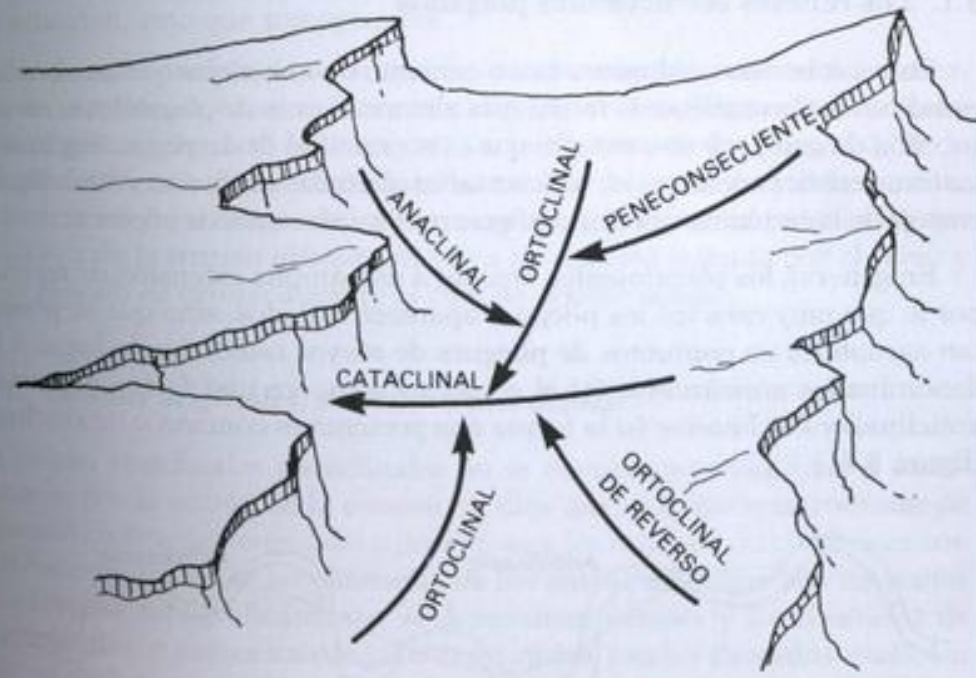


Figura 8.10. Instalación de la red hidrográfica en un relieve en cuestas y nomenclatura de los ríos.

Foto: M.ª C. CARRERA

Figura 8.13a. «Cluse» en la que se puede observar la disposición de los estratos del pliegue anticlinal.

a la de otra u otras ruces, formará una amplia hendidura que dará origen a una combe (figura 8.14). También, una vez constituida una cluse, las vertientes que delimitan su valle pueden evolucionar, según los diferentes procesos de erosión de vertientes (tema 11), hasta alcanzar la erosión el eje del anticlinal y desmantelar su charnela.

En resumen, *ruces, chevrons, cluses, crestas delimitantes de las combes,* y *combes* son las formas erosivas que aparecen en los *relieves derivados* o de estructura plegada evolucionada (figura 8.14).

Estos dos tipos de relieve, *originales* y *derivados,* se estudiaron por primera vez en la región prealpina del Jura franco suizo donde son muy abundantes; por eso, la terminología de sus formas es, en general, francesa. Por ello también, en algunos textos aparecen con la denominación de *relieve o estilo Jurásico* que engloba un estilo tectónico de pliegues simétricos y las formas erosivas que acabamos de ver.

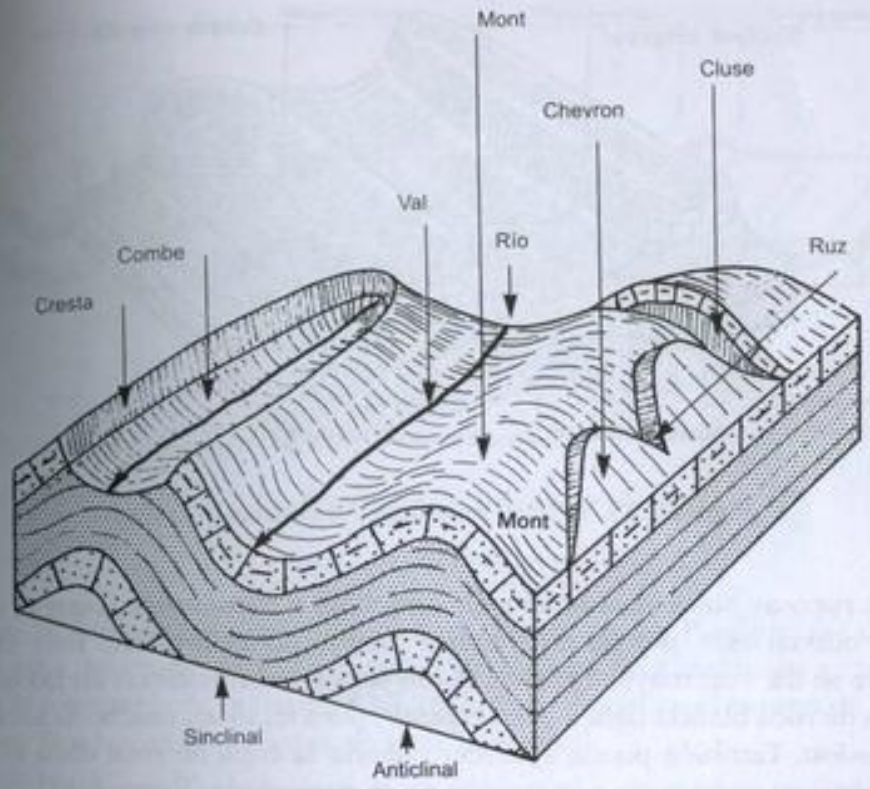


Figura 8.14. Formas que aparecen en los relieves plegados derivados.

3.1.3. Formas invertidas

Las formas de relieve invertido se caracterizan porque en ellas las zonas topográficamente más elevadas se corresponden con las zonas tectónicamente más deprimidas y a la inversa, las más bajas topográficamente son las que fueron más elevadas por la tectónica, por eso su nombre de *relieve invertido*. La forma más característica de este tipo de relieve es el *sinclinal colgado* (figura 8.15). Esta forma se define como una estructura sinclinal que queda a mayor altura que las anticlinales próximas porque éstas han sido desmanteladas por la erosión y han formado valles anticlinales, en los que han desaparecido series de rocas sedimentarias que sin embargo se mantienen en el sinclinal colgado. Los sinclinales colgados aparecen cuando la erosión de los anticlinales es tan fuerte que va desmantelando las

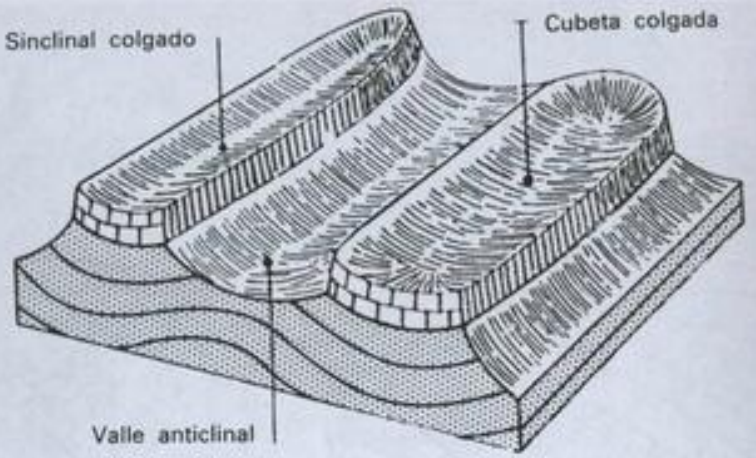


Figura 8.15. Relieve invertido. Sinclinales colgados.

capas rocosas hasta excavar el valle anticlinal a menor altura que el sinclinal y quedar éste, por tanto, a mayor altura que el primero. Este tipo de relieve se da, con mayor frecuencia, en series sedimentarias en las que las capas de roca blanda tienen gran espesor, pues facilitan mucho la acción de la erosión. También puede aparecer cuando la capa de roca dura es poco potente o su resistencia a la erosión no es demasiada (figura 8.15).

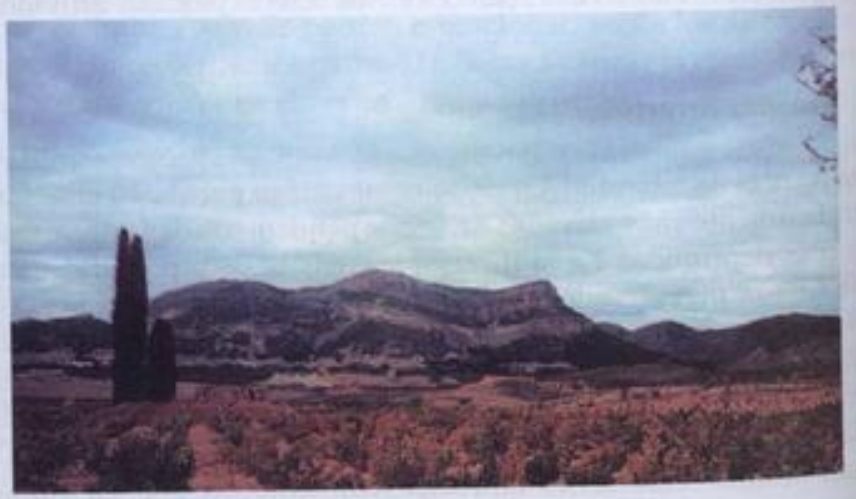


Foto: M.ª José AGUILERA

Figura 8.16. Sinclinal colgado en las proximidades de Alhama de Aragón.

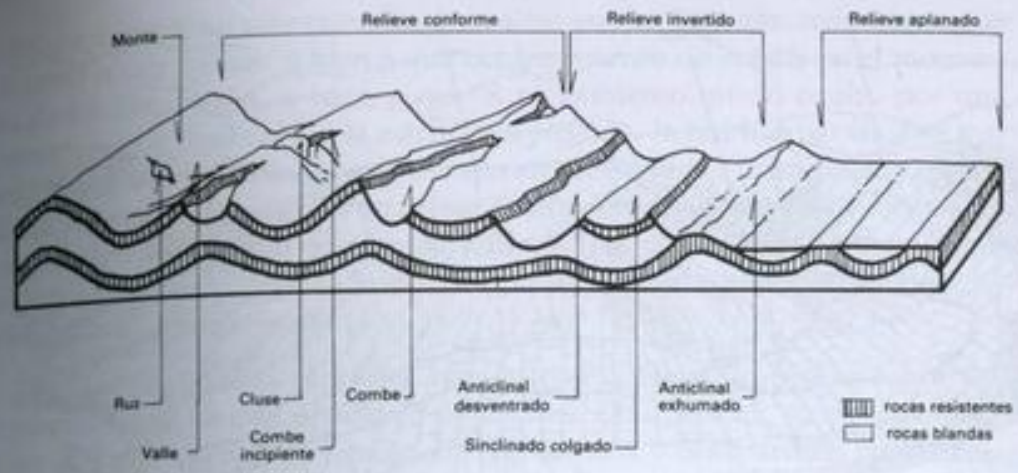


Figura 8.17. Evolución de un relieve plegado.

Este tipo de relieve invertido es muy común en los Prealpes del norte. En España, tenemos ejemplos como el de Alhama de Aragón que se muestra en la fotografía de la figura 8.16, en la Peña Oroel en el campo de Jaca, o el San Donato en el corredor de Huarte-Araquil.

Estos tipos de relieves conformes, derivados e invertidos que acabamos de ver, presentan variaciones en función de los distintos tipos de plegamiento. Hasta aquí los hemos visto formados a partir de un plegamiento de estilo Jurásico, es decir, de pliegues simétricos. Sin embargo, en el plegamiento de estilo Alpino, en el que los pliegues pueden aparecer oblicuos, plegados o acostados, cabalgantes o son mantos de corrimiento, las formas erosivas se complican (figura 8.18). En el caso de los tres primeros tipos de pliegues, aparecen las *combes de flanco*, pues en ellos la superficie topográfica más elevada es el flanco y no la charnela. En el caso de los mantos de corrimiento, el cuerpo del manto queda en algunas zonas totalmente desmantelado, permitiendo apreciar el sustrato sobre el que este plano se ha deslizado. Esas formas reciben el nombre de *ventanas tectónicas*. Entre las ventanas tectónicas, quedan restos del manto de corrimiento denominados *klippes*. Además de estas formas, en la parte anterior del manto de corrimiento, la erosión produce un *escarpe de frente de corrimiento*, con fuerte pendiente cuando se trata de series de rocas calcáreas.

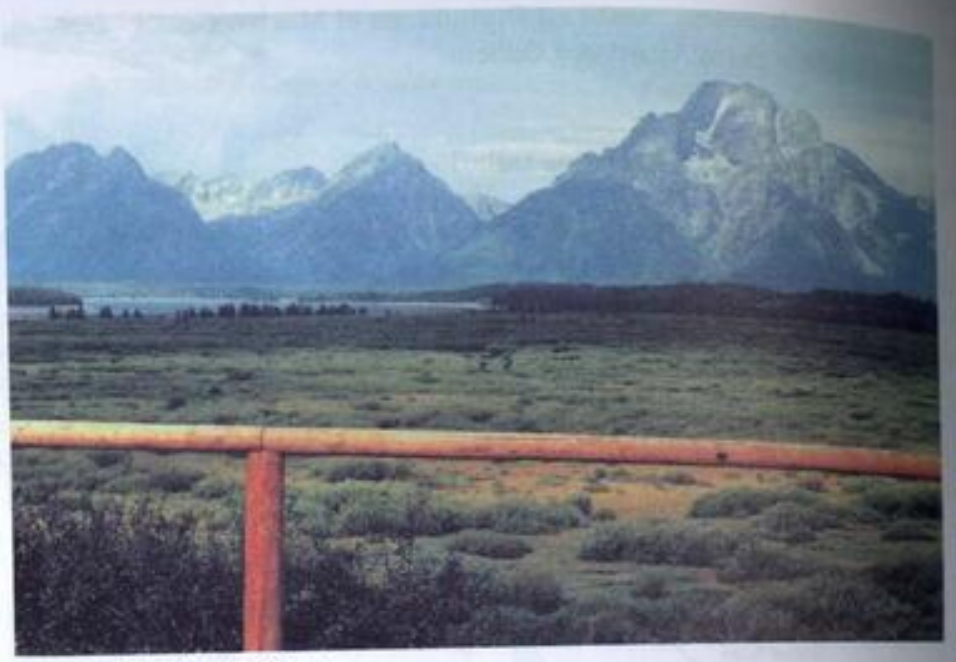


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 8.20a. Falla de Teton. Wyoming. Estados Unidos.
En la fotografía se aprecia el bloque levantado que hoy aparece modelado por la erosión glaciar, el bloque hundido de topografía plana y lagos instalados próximos a la línea de falla.

En las regiones muy afectadas por movimientos tectónicos, se originan con frecuencia auténticos campos de fallas, en los que se pueden observar un conjunto de bloques hundidos y levantados, que dan lugar a un relieve denominado de *estilo germánico*, muy propio de los macizos antiguos (tema 7). En general, las *fosas tectónicas* son aprovechadas por los ríos para instalarse y formar amplios valles de fondo relativamente plano de muchos kilómetros de anchura y decenas de kilómetros de longitud; por otro lado, los *horst* suelen formar mesetas o altiplanos alargados (figura 8.21).

Los movimientos horizontales dan lugar a las denominadas *fallas transcurrentes* o de *desgarre*. Estas fallas destacan menos topográficamente que las anteriores, aunque a veces, cuando se producen a escalas casi continentales, pueden presentar un accidente largo y angosto, en forma de trinchera, con vertientes paralelas escarpadas, llamado *rift valley* o *valle de fractura*.

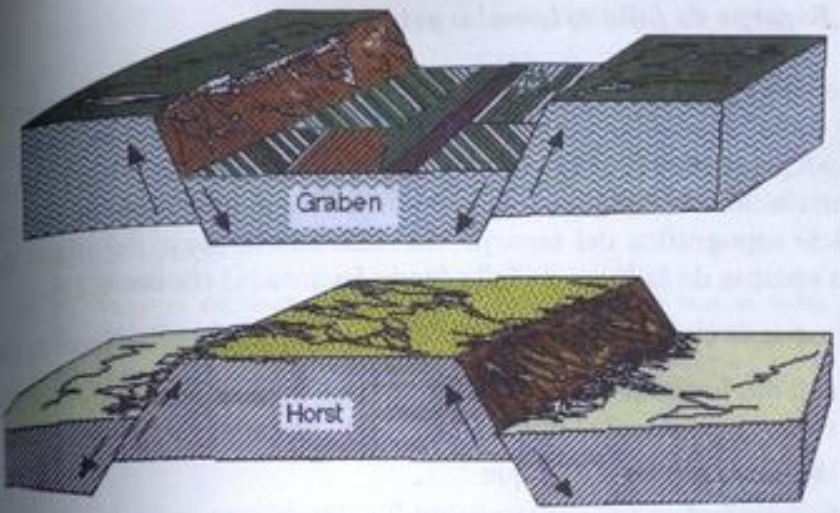


Figura 8.21. Relieves fallados que dan lugar a una fosa tectónica o graben y aun pilar tectónico o horst.

En general, las fallas y fracturas constituyen zonas de debilidad para los agentes de la erosión, dando lugar su acción a vaguadas, vallonadas e incluso grandes valles, según las dimensiones de las fallas. En muchas ocasiones, la instalación de la red hidrográfica aprovecha la red de fallas poniéndola de relieve.

Si las fracturas y fallas de los escudos y macizos antiguos son lo suficientemente profundas, pueden ir acompañadas de fenómenos volcánicos, originando extensas alineaciones de volcanes.

La forma de relieve fundamental que aparece como consecuencia de los movimientos tectónicos es el *escarpe de falla* o desnivelación topográfica entre dos bloques fallados, y que tiene una parte estructural y otra erosiva en la desnivelación topográfica. Según sea el papel desempeñado por la tectónica y por la erosión diferencial en la formación del escarpe, se pueden distinguir: *el escarpe de falla primitivo u original, el escarpe de línea de falla o derivado y el escarpe de falla compuesto*.

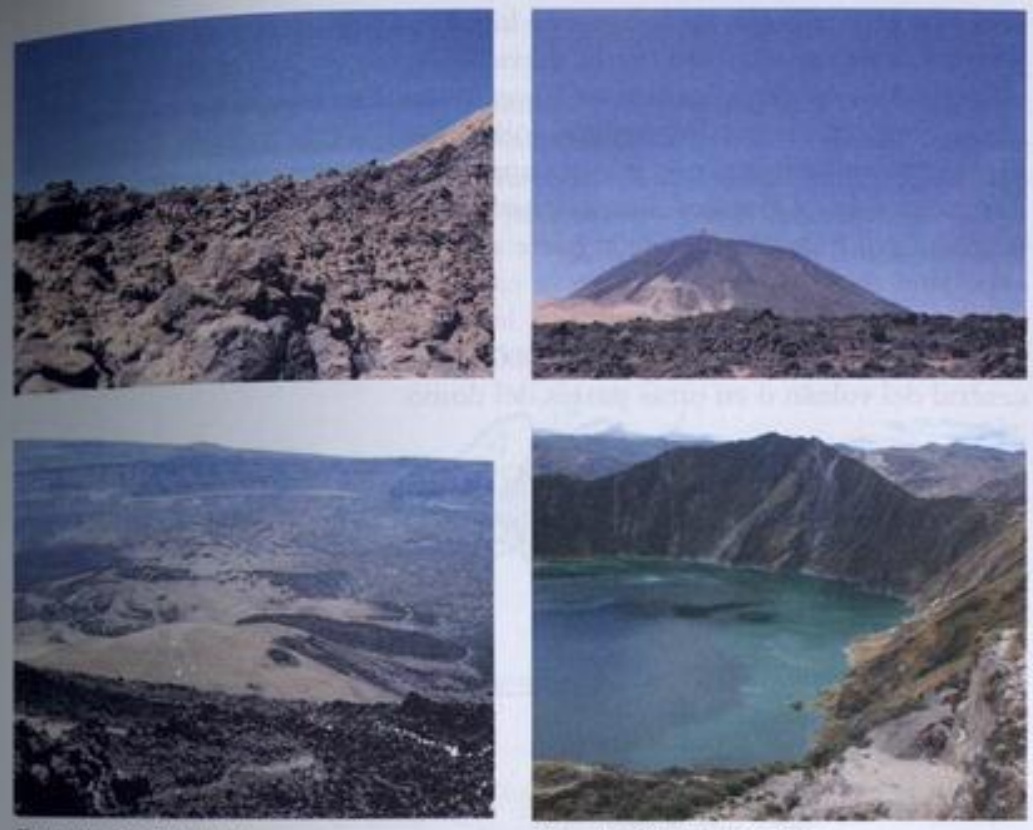
3.4.2. *Partes y materiales de los volcanes*

El *cráter* es un orificio, relativamente pequeño, que pone en contacto la superficie de la Tierra con un depósito de magma que se halla en profundidad. El conducto que pone en comunicación el magma con el cráter recibe el nombre de *chimenea volcánica*. Por ella y por el cráter salen al exterior diferentes tipos de materiales: *lavas*, que son rocas fundidas de aspecto viscoso hasta su solidificación, *cenizas* y *escorias*, así como emanaciones de gases denominadas *fumarolas*.

Según se trate de erupciones rápidas y explosivas, o tranquilas, así será el edificio del volcán. Las primeras originan *conos de ceniza* o a *conos compuestos*. Las segundas dan lugar a *domos de lava* o a *escudos volcánicos*.

Los *conos de ceniza* están formados por fragmentos de lava solidificados, arrojados por un cráter central. Cuando estos fragmentos de lava son de gran tamaño se denominan *bombas volcánicas*, que mientras se solidifican en el aire toman un aspecto fusiforme. Si los fragmentos son pequeños se denominan *lapilli* y forman, en gran parte, el cono volcánico. Pero, si todavía los fragmentos son más reducidos reciben el nombre de *cenizas* y *polvo volcánico;* ambos son transportados hasta varios kilómetros de distancia alrededor del cráter, en función de su tamaño. Los conos de ceniza pueden surgir en cualquier lugar, en las montañas, llanos o valles. Muchas veces, forman grupos que se alinean paralelos a las líneas de falla por las que se pone en contacto el interior magmático con el exterior.

Los *conos compuestos* son los que forman la mayor parte de los volcanes del mundo. Están constituidos por estratos de lapilli y cenizas que alternan con coladas de lava. Algunos autores les llaman, por ello, *estratovolcanes*. Las laderas del volcán tienen mayor pendiente cuanto mayor es el ángulo con el que reposan los lapilli y las cenizas. El volumen y resistencia del edificio volcánico depende de los estratos de lava que existan. Estas laderas del volcán están jalonadas por *barrancos radiales*, que, al estrecharse hacia la parte inferior, recortan los estratovolcanes en mesetas triangulares llamadas *planèzes*. La mayor parte de los volcanes compuestos están alineados formando el cinturón circumpacífico. En Europa, los podemos encontrar en Italia y Sicilia. También en las costas africanas, el Teide, en las islas Canarias, es definido por algunos autores como estratovolcán.



Fotos: M.ª José Aguilera — Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 8.27. Relieve volcánico. Ladera de lava, cono y parte de la primera caldera del Teide. Cráter antiguo ocupado hoy por un lago. Ecuador.

Las *calderas* son grandes depresiones centrales, formadas por las explosiones que destruyen la parte central del edificio volcánico. No se conoce si su formación se debe al hundimiento de la parte superior de la cúpula volcánica, tras una fuerte emisión de lava, o si aquélla es lanzada en fragmentos con la última explosión, puesto que, aunque se han formado calderas en épocas históricas, las condiciones de las proximidades del volcán han impedido la observación del proceso. Estas grandes depresiones tienen forma elipsoidal o circular y están rodeadas total o parcialmente por un fuerte escarpe (figura 8.27).

Si las erupciones son tranquilas se forman *domos de lava* o *escudos volcánicos*. En ellos, la lava sale al exterior a través de grietas o fisuras. La

sucesiva acumulación de coladas de lava llega a formar enormes planicies y mesetas. Se caracterizan por la suavidad de sus vertientes y por presentar el techo del edificio volcánico casi horizontal. Estos volcanes no producen explosiones, ni emiten fragmentos sólidos, por lo que carecen de cráter de explosión; en su lugar, poseen una ancha *depresión central* o *sink* de paredes escarpadas y grandes dimensiones. Son semejantes a las calderas y se originan por hundimiento de la parte superior del edificio volcánico tras la expulsión de lava que existía en la cámara magmática. En la actualidad puede verse el basalto fundido en los *cráteres de hoyo*, depresiones de abruptas paredes y anchura entre 400 y 800 m, situados en la depresión central del volcán o en otras partes del domo.

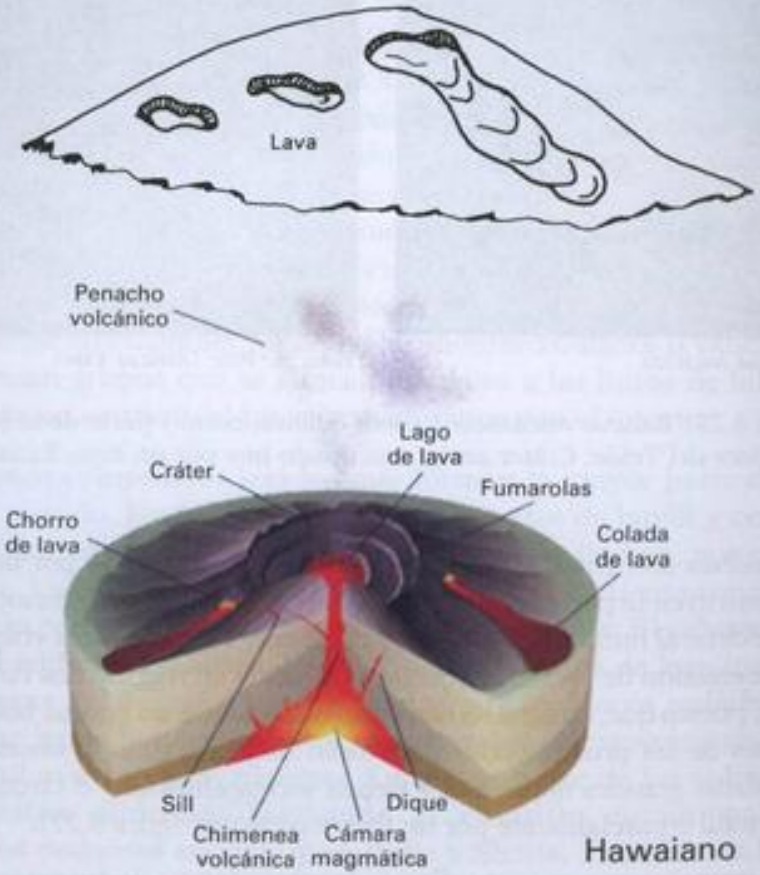


Figura 8.28. Esquemas de volcán tipo Hawaiano.

5.1.3. Tipos de volcanes

Los volcanes se han clasificado también en función de su explosividad, aunque la evidencia ha demostrado que cada volcán constituye un fenómeno único y singular. Sin embargo, interesa conocer esos distintos tipos, porque son diferentes fases por las que pasa un proceso eruptivo.

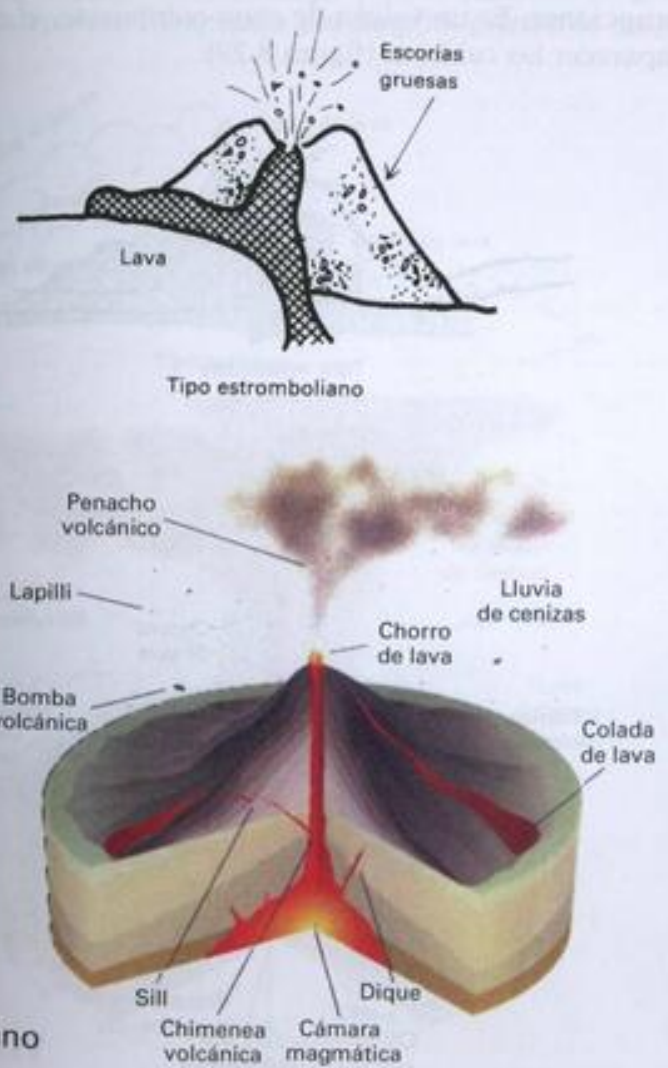


Figura 8.29. Esquemas de volcán tipo estromboliano.

El tipo *hawaiano* (Mauna Loa, islas Hawai) es el resultado de efusiones abundantes y tranquilas de lavas basálticas fluidas, alrededor de una boca situada en el fondo de una fosa y a partir de unas fisuras radiales. Es un tipo de *domo volcánico* o *volcán escudo* (figura 8.28).

El tipo *stromboliano* (Stromboli, islas Lípari) resulta de la alternancia sistemática de lavas y lechos de proyecciones de cenizas y escorias e incluso de fragmentos arrancados a las paredes de la chimenea en el momento de las erupciones. Es un volcán de cono compuesto, el *estratovolcán*. En él suelen aparecer las calderas (figura 8.29).

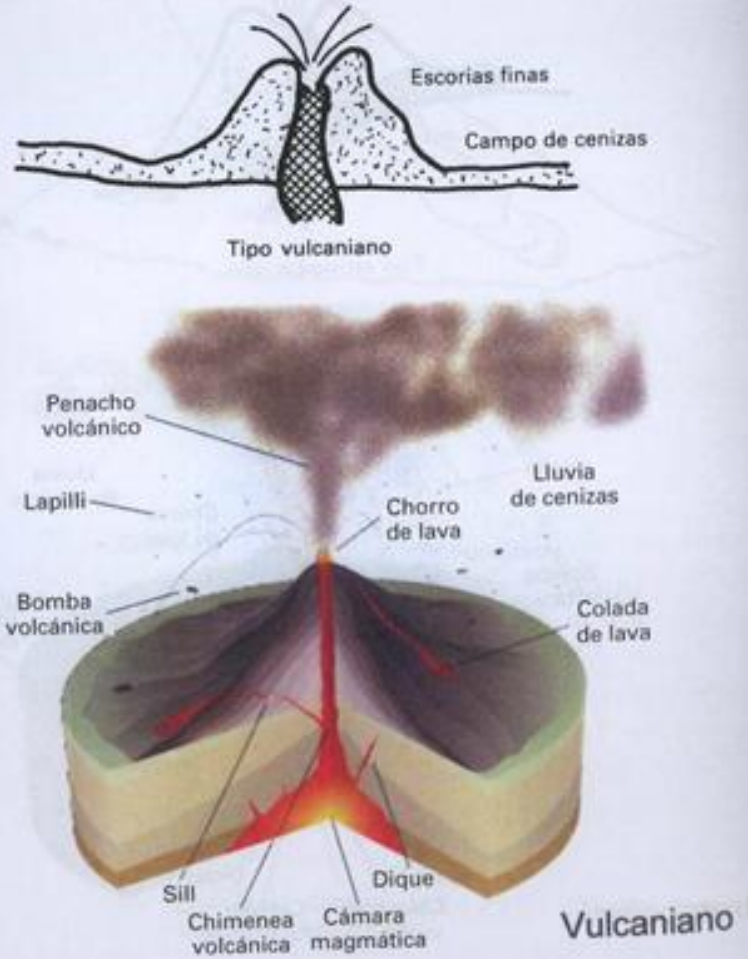


Figura 8.30. Esquemas de volcán tipo vulcaniano.

El tipo *vulcaniano* (Vulcano, islas Lípari) se forma por erupciones muy violentas con fuerte explosividad y su cono se compone de cenizas y escoria fundamentalmente, separadas por pequeñas interestratificaciones de lavas. Es prácticamente un *cono de cenizas* (figura 8.30).

El tipo *peleano* (monte Pelé) se forma por la extrusión de lavas poco fluidas, viscosas, acompañadas de nubes ardientes. A veces, conserva la forma cilíndrica de la chimenea y forma una aguja que se fragmenta en prismas al enfriarse; esta aguja aparece flanqueada por amplias grietas de hundimien-

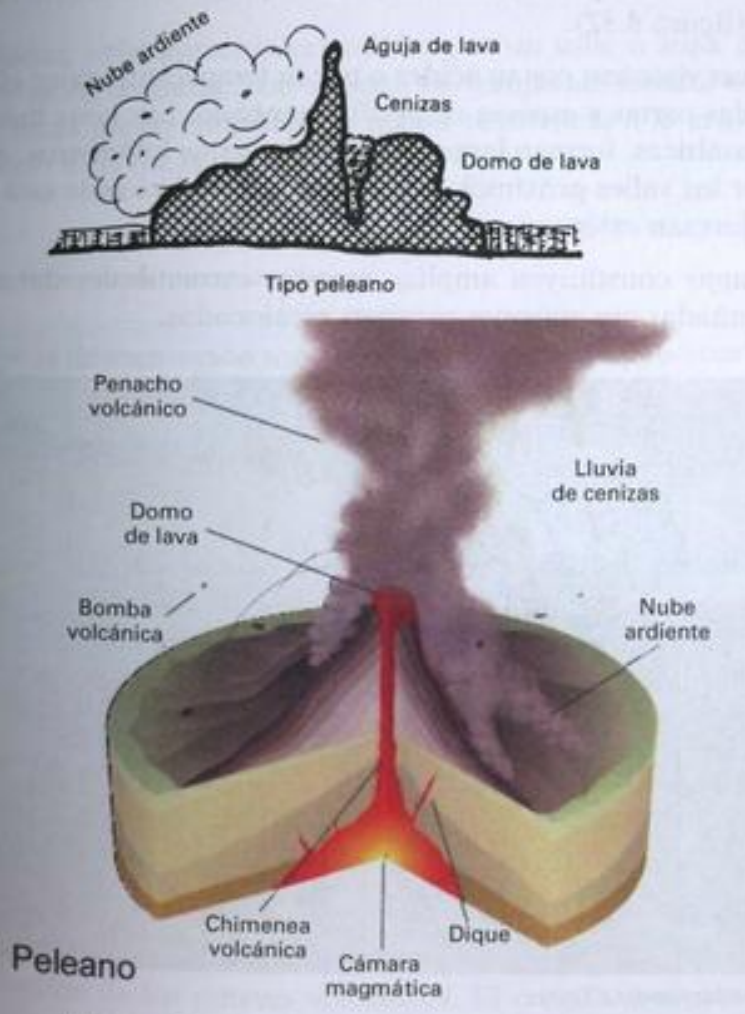


Figura 8.31. Esquemas de volcán tipo peleano.

to, por las que salen gases en forma de nubes ardientes. Cuando la lava se acumula en la boca eruptiva, crea un *domo* o *cúpula volcánica* (figura 8.31).

3.4.4. *Las coladas*

Las coladas de lava emitidas a partir de bocas o de fisuras eruptivas dan lugar a formas estructurales primitivas originales. La naturaleza del magma, su temperatura, la cantidad de gas a presión que contiene y la topografía sobre la que se extienden, hacen que presenten diferentes características (figura 8.32).

Las lavas viscosas, por su acidez o por su temperatura poco elevada, forman coladas cortas y espesas de perfil abombado. Las lavas fluidas, por lo general basálticas, forman largas coladas de varios kilómetros, que a veces corren por los valles próximos. Si la topografía subyacente está poco diferenciada forman extensos mantos.

Los *trapps* constituyen amplias mesetas estructurales de escasa pendiente, limitadas por enormes escarpes escalonados.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 8.32. Colada de lava. Ecuador.

Las lavas poseen una estructura prismática característica, debido a su fragmentación según fisuras de retracción, normalmente perpendiculares a la superficie de enfriamiento. En sentido vertical, se presentan como tubos de órgano o columnas y en horizontal tienen forma poligonal. Si la lava es muy fluida se desliza rápidamente y la capa más superficial se solidifica, pero el interior se frunce; esas arrugas, estiradas en el sentido del movimiento, dan lugar a una típica forma de apariencia cordada. Si el deslizamiento es lento, puede formarse una capa más ancha y rígida, cuya ruptura da una superficie pedregosa con grandes bloques, pináculos y agujas.

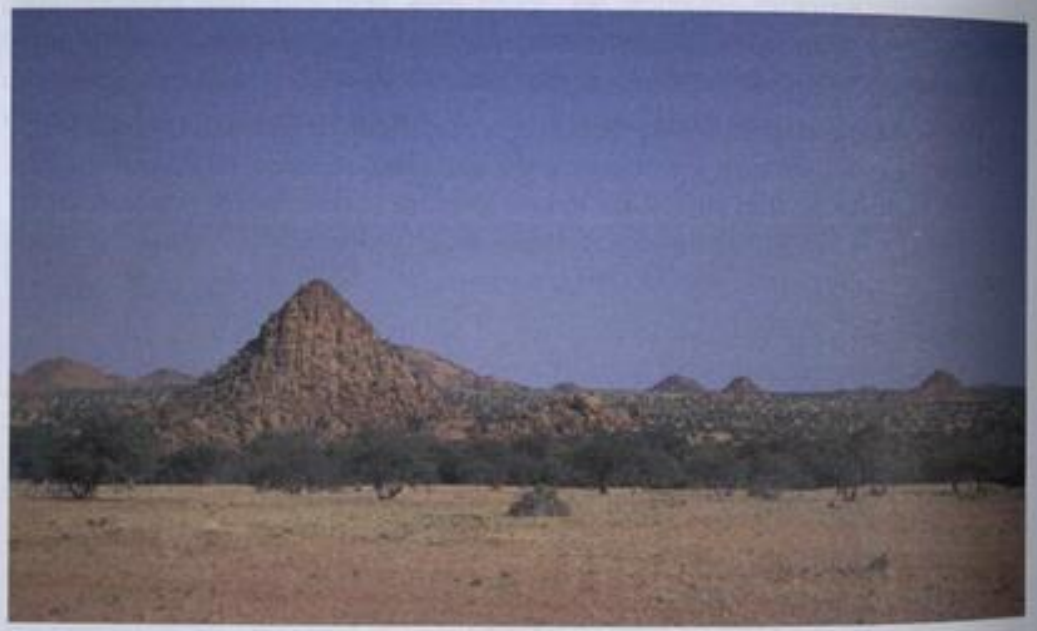
Las coladas, originalmente extendidas por un valle o zona deprimida, aparecen a veces colgadas, con aspecto de franjas de meseta o de cerros tabulares. Estas mesas muestran la mayor resistencia a la erosión de las lavas respecto a las rocas del sustrato.

3.4.5. *Las formas de excavación*

Las formas de excavación son aquellas que aparecen al actuar la erosión diferencial sobre las rocas sedimentarias que cubrían formaciones intrusivas o efusivas de volcanitas. Éstas quedan al descubierto, dando lugar a formas estructurales exhumadas. Para denominarlas se utilizan los mismos términos que utilizan los geólogos para diferenciar los accesos magmáticos.

Entre las intrusiones, las *sills* son cornisas escalonadas a lo largo de las vertientes, producidas en las series sedimentarias afectadas. Los *lacolitos* forman *domos elípticos*, de perfil convexo, rodeados de cuestas o falsas cuestas, modelados en su cobertera sedimentaria.

En las extrusiones, los *espigones* son columnas o escarpados pilones de lava compacta solidificada en los conductos. Los *necks* son el resultado de la exhumación de la lava solidificada en la antigua chimenea volcánica, su forma recuerda a los domos y agujas volcánicas. A veces, la erosión deja al descubierto las lavas solidificadas en las fisuras del antiguo volcán, constituyendo auténticas murallas llamadas *dykes* (diques) (figura 8.33.) si son rectilíneas y *ring-dykes* si son circulares. En la figura 8.33. se puede observar la evolución de los relieves volcánicos. El croquis A representa, en la fase final de su formación, a un volcán surgido en una fractura del zócalo



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.2. Ejemplos de erosión diferencial en granito. Monte isla o inselberg en Madrid. Dyke de cuarzo en resalte en La Pedriza y Pitones aislados en Namibia.

clasas, que son consecuencia de su proceso de formación, al igual que su composición y estructura.

La roca ígnea se forma a partir de un magma, roca fundida de materiales que se generan en la zona de contacto entre el manto y la corteza terrestre. La dinámica de la tectónica de placas, en su continuo proceso de creación y destrucción, hace que se formen magmas en zonas de colisión o de separación de placas, en determinados puntos de una misma placa, como antiguos bordes soldados, o en zonas de elevada temperatura. Si el magma, mediante una erupción, llega a la superficie y se enfría, da lugar a la formación de *rocas efusivas o volcánicas*, como sabemos, pero si se solidifica en profundidad, mediante una paulatina cristalización, da lugar a las *rocas intrusivas*. La masa magmática que se enfría en profundidad sufre un proceso de ascenso que la hace incrustarse entre rocas que ocupan niveles superiores en la corteza, que se convierten en rocas «caja» o «encajante» para las emergentes, que como vimos en el tema 8 se disponen en forma de mantos, diques, lacolitos, lopolitos y batolitos.

La roca así formada en el interior, con las características que le confiere el proceso de enfriamiento y la composición inicial del magma, que le dan el carácter heterogéneo que hemos visto, emerge a la superficie cuando son desmantelados los materiales que la recubrían, o entre los que estaba encajada, quedando expuesta al contacto con el exterior.

Fases del proceso de emersión de las rocas intrusivas

El proceso hasta la emersión tiene tres fases:

- Intrusión del magma hasta *encajarse* en materiales diferentes, donde se produce el enfriamiento y la cristalización, originándose el *plutón*.
- La roca, ya formada, sufre un proceso de *acoplamiento*, durante el cual el plutón es afectado por esfuerzos tectónicos, que provocan en la roca *fracturas* y *fisuras* de diversas dimensiones.
- Como consecuencia de la erosión, en la superficie, los materiales entre los que estaba encajado el plutón son desmantelados, quedando la masa ígnea *exhumada*, expuesta a la acción de la meteorización y la erosión.

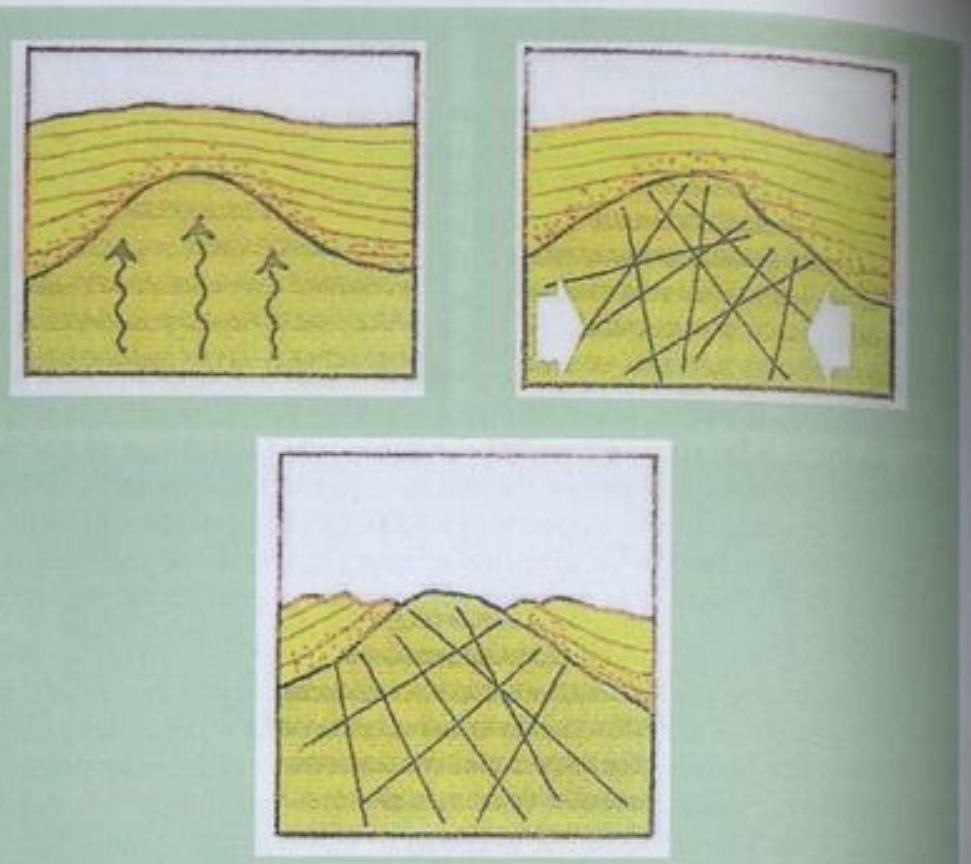
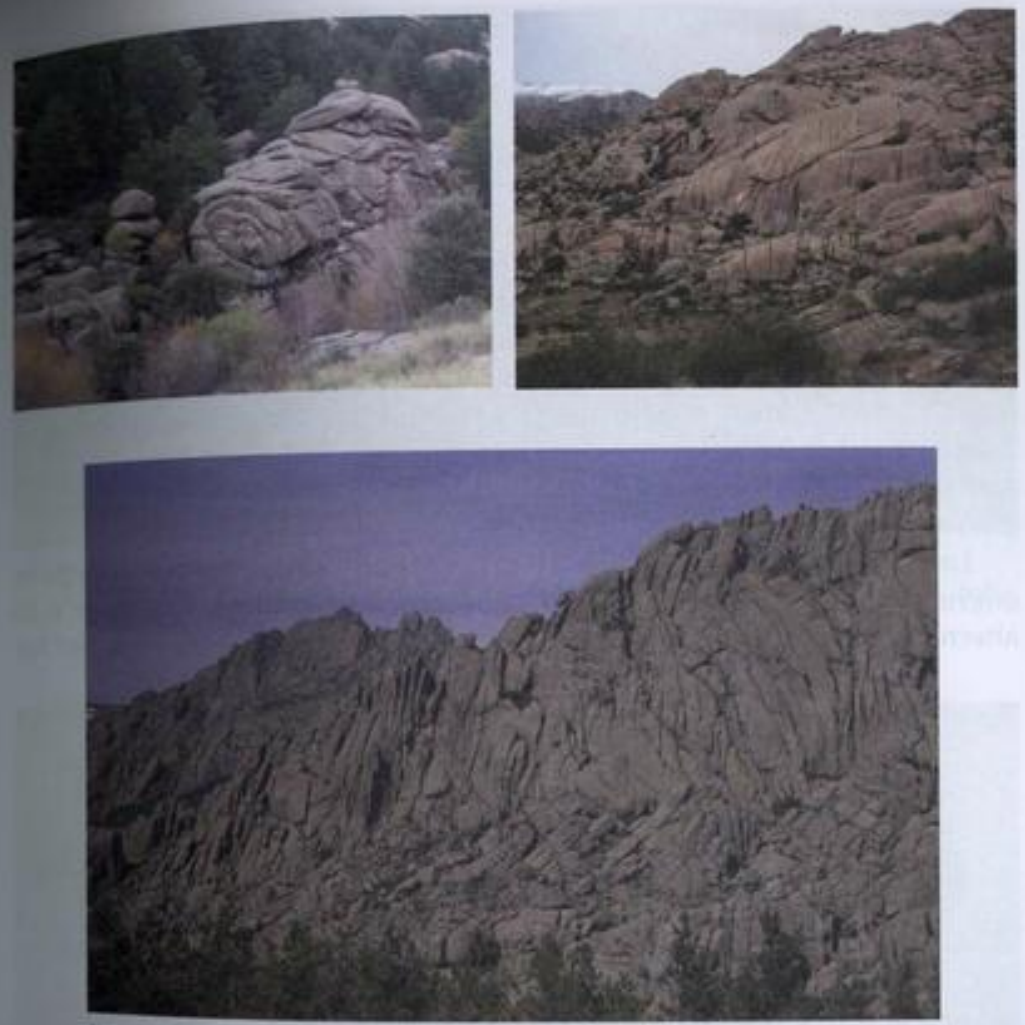


Figura 9.3. Fases del proceso de emersión de la roca intrusiva.

Las fracturas y fisuras, causadas durante el proceso, configuran una red de planos de carácter geométrico, que es esencial en el proceso erosivo posterior. Toda *diaclasa* o *fisura* constituye un camino de acceso al ataque erosivo de primera magnitud, de modo que, como es lógico, una red densa de fisuras provocará una erosión más intensa que si la roca está poco fracturada.

La red de diaclasas guiará el proceso de modelado, que, naturalmente, dependerá, en última instancia, de los caracteres bioclimáticos a que esté sometida la roca y, como antes decíamos, a su composición, textura y estructura mineralógica.



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.4. Red de diaclasas en masa granítica. Parque natural de La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

2.2. Las formas graníticas

Sobre la roca, ya en superficie, actúa la erosión, generando variadas formas de modelado, de diversas dimensiones.

2.2.1. *Formas mayores*

Domos y agujas alpinas

Son las más llamativas entre las de mayores dimensiones. Los domos, que en España se denominan en ocasiones yelmos, por recordar su forma a la de la pieza de este nombre en las armaduras antiguas (Peña del Yelmo de La Pedriza del Manzanares) son formas que aparecen en zonas frías, o montañosas, de clima templado. Constituyen relieves destacados con paredes lisas y curvilíneas de forma convexa. Se agrupan bajo este nombre todo un conjunto de formas de resalte más o menos abovedado, que presentan una variada tipología, simétricas o no, que pueden clasificarse como en la figura 9.5 desde las campaniformes a las de dorso de ballena, en artesa, etc. A su pie suelen aparecer acumulaciones de bloques o lajas, apareciendo el granito sano en superficie.

La clave de su formación está en el *diaclasado curvo* y en la acción de la *gelifracción*, que se da cuando las condiciones climáticas dan lugar a la alternancia de ciclos de hielo y deshielo en el agua, que al penetrar por las

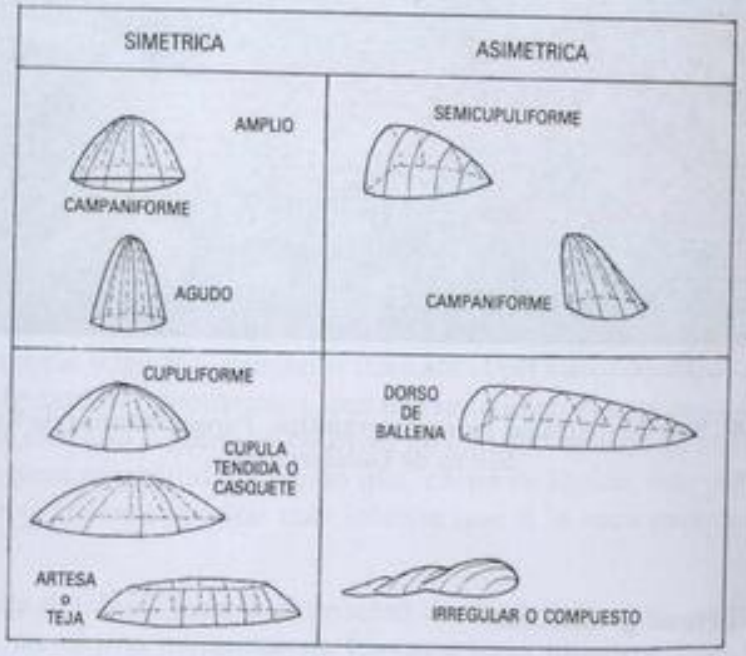


Figura 9.5. Ejemplos de las principales formas que presentan los domos graníticos. Tomado de Pedraza, Sanz y Martín Formas graníticas de la Pedriza.

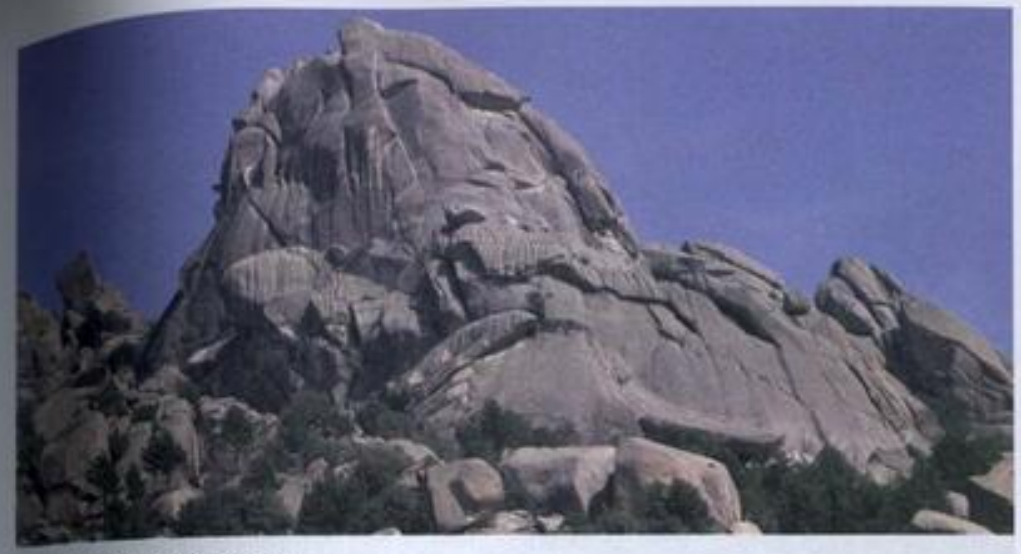


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.6a. Domo «El Pájaro» en La Pedriza.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.6b. Agujas de Los Galayos de Gredos.

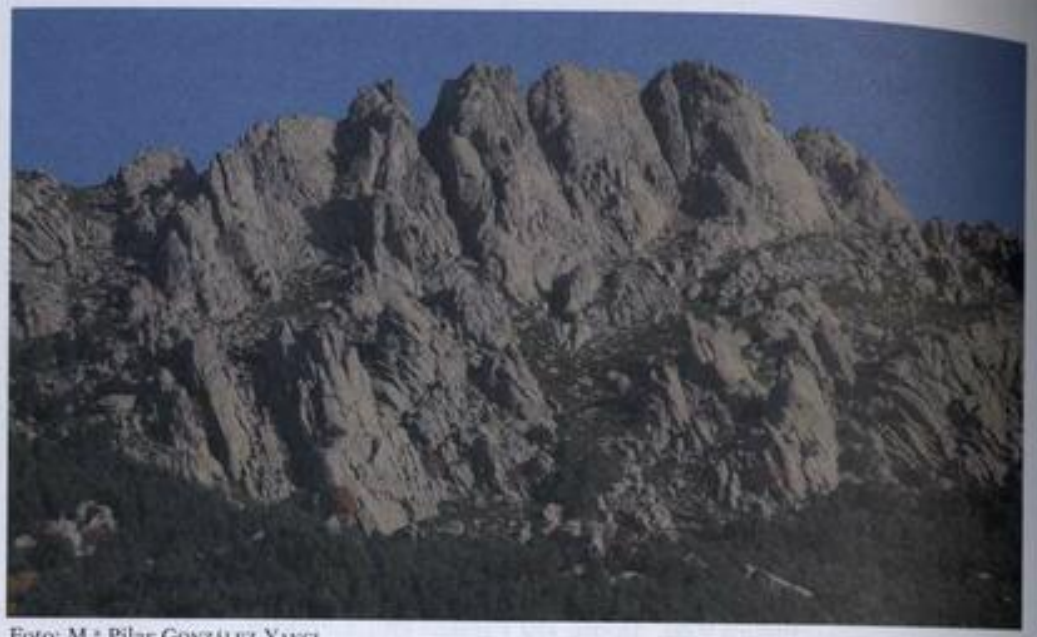


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.7. Crestas y aristas en diente de sierra «Las Torres» de La Pedriza.

fisuras de la roca, ejerce una labor de cuña que llega a desgajar los bloques rocosos que las limitan.

La gelifracción es también la principal causante de la formación de las *agujas alpinas*, llamadas así por ser notables las que se dan en Los Alpes, pero que no son exclusivas de esta cordillera. En este caso, las diaclasas rectas, predominantemente verticales, provocan la formación de relieves más o menos monolíticos, estrechos y alargados, limitados por paredes verticales, que pueden alcanzar alturas considerables. Unas veces se presentan aisladas y otras, como alineaciones que marcan la línea de cumbres. En España, por ejemplo en la Sierra de Gredos, se las denomina con términos autóctonos, como los de *cuchillares o galayares*. Progresivamente, estos relieves se van estrechando y el relieve se hace, tanto más afilado y escarpado, cuanto mas densa sea la red de diaclasas verticales y más rigurosos los procesos de congelación y deshielo. Al igual que en el caso de las formas dómicas, el granito aparece sano en superficie y a su pie suelen acumularse bloques de roca desgajados. Menos espectaculares son las *crestas y aristas*, igualmente propias de climas templados y fríos de montaña, que configuran *perfiles de sierra*, más o menos agudas, con tendencia piramidal, guiadas por un diaclasado vertical importante.

Panes de azúcar y medias naranjas

Otras formas de las que llamamos grandes son los denominados *panes de azúcar y medias naranjas*, de forma de domo, más regular y perfecta que en los así denominados, pero con diferencias con ellos. Pueden, al igual que aquéllos, alcanzar grandes dimensiones. Se desarrollan en climas tropicales, sin frío y sin necesidad de que existan diaclasas curvas. Constituyen allí, a menudo, relieves en resalte sobre superficies llanas, de arrasamiento, a modo de grandes cerros, de planta aproximadamente circular, con paredes curvilíneas, como grandes semiesferas o cúpulas. El granito está alterado en superficie y al pie no aparecen acumulaciones de bloques,

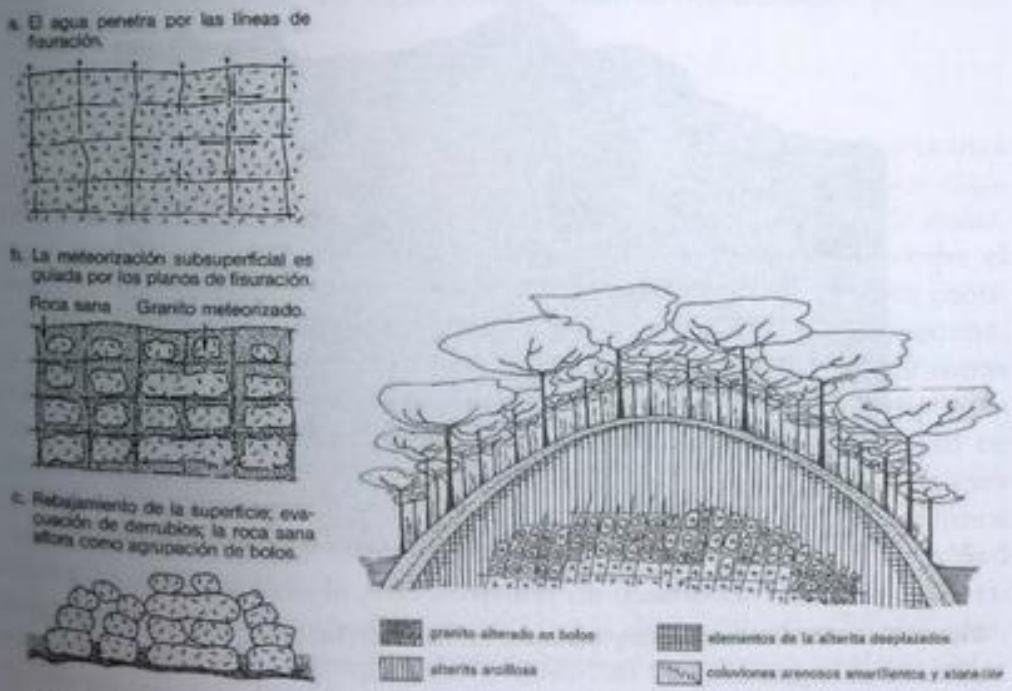


Figura 9.8. Esquemas de formación de un berrocal y de estructura de media naranja de Twindale y Coque.

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.9. Piedra caballera y berrocal en La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

como en los domos de las latitudes templadas y frías, sino profundos y extensos *mantos de roca granítica muy alterada*.

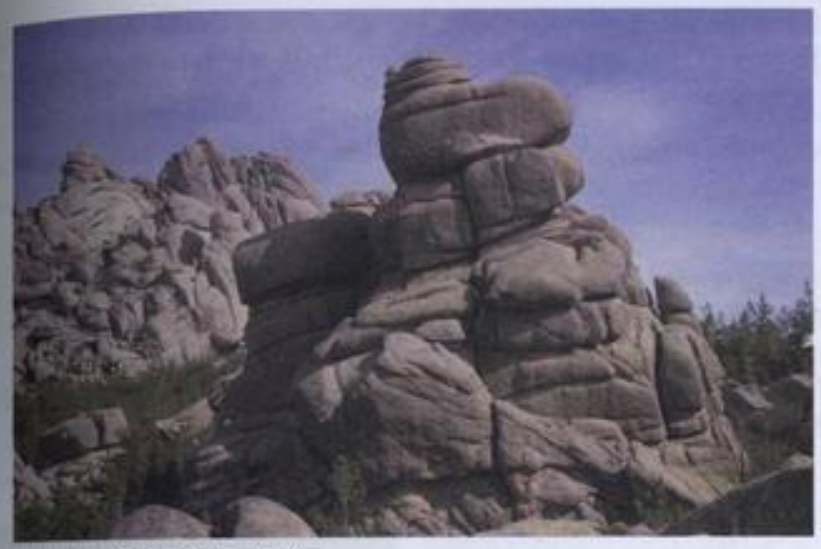


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.10. Tor en La Pedriza. Sierra de Guadarrama.

Paisajes de bolas

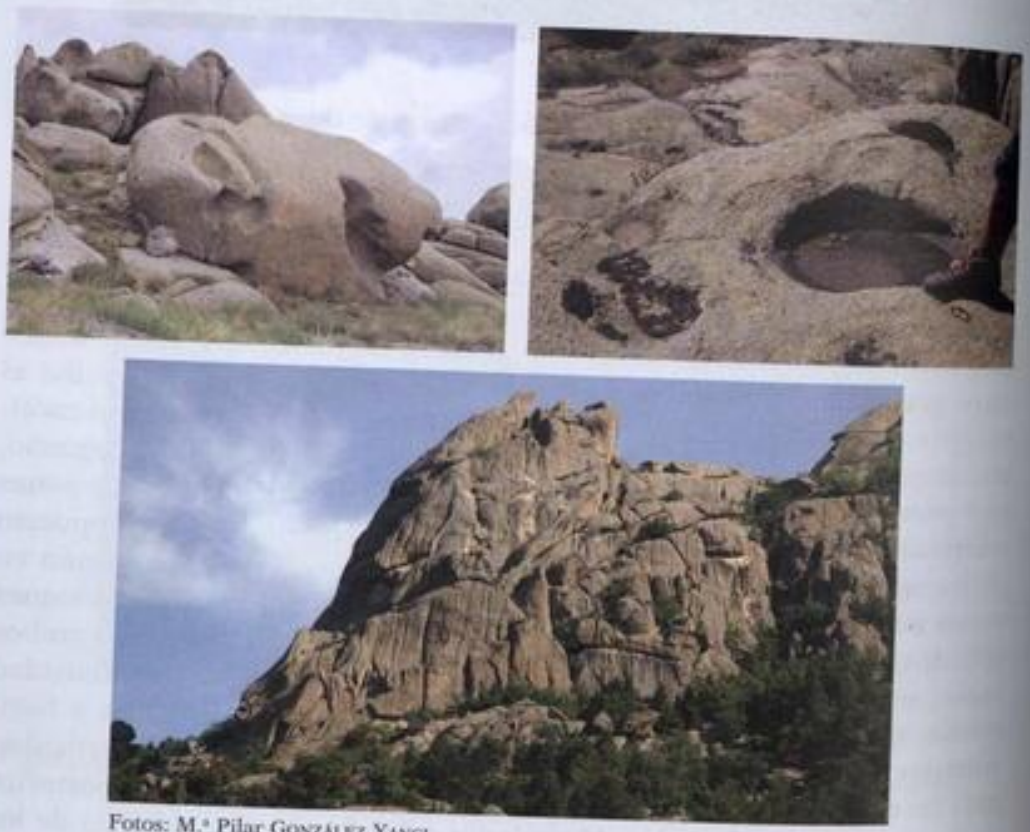
Si la red de diaclasas tiene marcado carácter ortogonal, como ocurre con frecuencia, en presencia de un clima templado, sin excesivos rigores, cobra especial importancia el paisaje que denominamos *de bolas*, muy generalizado en las zonas graníticas españolas, donde recibe el nombre de *canchal y berrocal*, caracterizado por un cierto aspecto caótico, de acumulación de formas de diversos tamaños, mediano y pequeño, que pueden darse en zonas deprimidas y en laderas. En el caso de zonas relativamente deprimidas suelen aparecer sobre granito descompuesto en los que se llama *alvéolos o pasillos de arenización*; cuando están en zonas más elevadas se habla de *caos*, donde suelen aparecer los bloques aislados, redondeados, que se denominan *bolos*. Estas formas, en ambos casos, se deben a una alteración generalizada de la zona, de intensidad media, que ha seguido la red ortogonal de diaclasas, verticales y horizontales, siempre inicialmente más intensa en las diaclasas verticales, más favorables a la penetración del agua, con una evacuación posterior de los materiales alterados. Vinculadas a los berrocales, además de los citados bolos, hay que destacar que algunos de ellos aparecen en equilibrio precario sobre otras rocas, constituyendo lo que se llama *piedras*

caballeras y los denominados *tor*, agrupaciones de bloques formados a partir de la red ortogonal de diaclasas, que no han sufrido desplazamiento y forman a modo de castillos.

Los esquemas interpretativos de Twidale y Coque, de la figura 9.8 muestran las características de la estructura de las medias naranjas y de la formación de los berrocales.

2.2.2. *Formas de detalle*

Sobre el relieve granítico abundan las microformas, que son muy características y abundantes.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 9.11. Ejemplos de taffoni, pilancones acanaladuras y en La Pedriza-Sierra de Guadarrama.

Acanaladuras, pilancones, taffoni y nerviaciones

Las *acanaladuras* son surcos que recorren la superficie de la roca de forma más o menos vertical. Aparecen en paredes con alguna inclinación, en las vertientes de domos o en las caras laterales de los bolos. Corresponden a la trayectoria de las aguas que circulan por la superficie.

Los *pilancones* son concavidades relativamente grandes, que pueden superar el metro de diámetro, que se forman fuera de los cauces fluviales, por hidrólisis. Son frecuentes en la parte superior de bolos, domos, lajas, etc. Se producen en zonas donde el agua puede quedar retenida y provoca una arenización local. En los cursos altos de los ríos, sobre el lecho rocoso, pueden formarse mediante remolinos unas formas similares, llamadas *marmitas de gigante* (vid tema 10).

Los *taffoni* son también cavidades que horadan la roca en superficie, en paredes laterales. Pueden evolucionar dando lugar a rocas con forma de seta. Se forman por escurrimiento y concentración del agua, provocando un vaciado progresivo de dentro afuera.

En ocasiones aparecen *nerviaciones*, resaltes en la roca, que son causadas por filones de materiales más resistentes, como el cuarzo.

La variedad de paisajes graníticos según el clima

Según el clima bajo el que se desarrollen los paisajes graníticos presentan variedades en la forma de producirse la erosión y en el aspecto que los caracteriza. En clima frío la alteración química es pequeña, pero la acción mecánica, resultante de los cambios térmicos y los procesos de gelifracción, puede ser muy intensa. En estos casos, abundan las *agujas* y *canchales* y son frecuentes las formas de erosión glaciar.

En climas cálidos y húmedos el granito se ve muy afectado por la alteración química, dando lugar a formas espectaculares, con mantos de roca alterada, como los *panes de azúcar*. En medios tropicales secos, los fuertes contrastes térmicos dan lugar a procesos de *descamación* y *arenización*.

En zonas de climas templados suelen aparecer combinados varios efectos y son muy frecuentes los paisajes de amontonamiento caótico de bloques y bolos junto a superficies suaves de macizo antiguo con presencia de relieves residuales a modo de cerros: los *monte-isla o inselberg* y una red fluvial de valles próximos e interfluvios alomados.

En la península Ibérica, hay una cierta abundancia de materiales graníticos, destacando notables afloramientos en el Macizo Ibérico: Galicia, sector occidental de la cuenca de Duero, Sistema Central, Montes de Toledo, Sierra Morena y Meseta Extremeña. En otras unidades aparece el granito más aisladamente, como en la zona axial del Pirineo y en la parte septentrional de la Cadena Costera Catalana.

Los granitos que afloran en zonas de alta montaña presentan los rasgos característicos propios de la actuación de los procesos glaciares y periglaciares. En cambio, hay en otros macizos y regiones graníticas buenos ejemplos de morfología granítica, a menudo heredadas de épocas climáticas diferentes a las actuales. Por ejemplo, en la zona de los Montes de Toledo hay relieves de inselbergs o montes-isla, que son relieves residuales relacionados con pediments cubiertos de grandes capas de depósitos de alteración química, que se formaron en épocas geológicas pasadas, bajo condiciones de clima subtropical. La erosión del manto de alteración ha exhumado relieves graníticos que se modelaron bajo aquéllos, como son los domos y dorso de ballena o las formaciones de bolos amontonados, y piedras caballeras, donde también son muy abundantes las microformas de tipo alveolar por procesos de meteorización físico-química. Un magnífico ejemplo de estas formaciones graníticas la tenemos en el Sistema central en la Pedriza del Manzanares, Malpartida de Cáceres y la penillanura de Ávila.

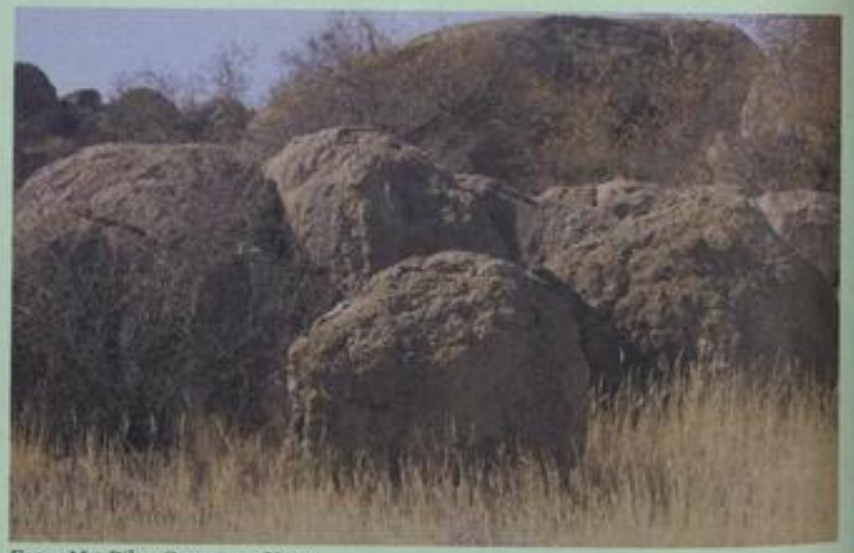


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.12. Bolos arenizados en clima tropical seco. Namibia.

En este tema planteamos las morfologías dominadas por un particular roquedo que se presenta masivamente. Dado que las rocas plutónicas, cristalinas, se caracterizan por su rigidez y que sólo se pliegan en condiciones de temperatura y presión, que no se dan nunca cuando están en superficie, o bajo una capa delgada de materiales recubriéndolos, hemos de concluir diciendo que las zonas donde se dan estos materiales, cuando han sido afectados por la tectónica suelen aparecer *fracturadas*. Las fracturas son rasgos característicos de las regiones cristalinas, que se traducen en escarpes importantes, más o menos desgastados, así como en la presencia de valles que se alojan en las *líneas de falla*, que constituyen zonas de menor resistencia, y también en las *fosas tectónicas*, hundidas respecto a los horst o bloques elevados.

Las demás rocas plutónicas y metamórficas, a pesar de presentar diferencias con el granito, tienen un comportamiento semejante y los principios básicos de explicación son similares.

3. MODELADO KÁRSTICO

Buena parte de las rocas sedimentarias, en particular las calcáreas, de génesis y características muy diferentes de las plutónicas, presentan una especial sensibilidad a los procesos de *disolución*. Son rocas que abundan en la naturaleza y a menudo se presentan en forma masiva y en grandes extensiones, configurando, por medio de dichos procesos, unos paisajes peculiares, de notable interés geomorfológico, caracterizados por la presencia de formas originales, a cuyo conjunto se conoce por el nombre de karst.

Karst, relieve o paisaje kárstico, y carso son los nombres que, de forma general, se dan al conjunto de formas modelado sobre rocas sedimentarias, e incluso metamórficas (mármoles), como consecuencia casi exclusiva de la disolución de sus componentes minerales. Como se desarrolla, sobre todo, sobre rocas carbonatadas de origen orgánico (calizas y dolomías) existe la tendencia a identificar el karst con este roquedo, aunque también se presenta en rocas diferentes, como las evaporitas (yeso, sal, etc) por otro lado mucho menos abundantes.

3.1. Las características de las rocas calcáreas y su disolución

La caliza, como la dolomía, son rocas sedimentarias de origen químico, carbonatadas, compuestas por carbonatos de calcio (CO_3Ca) o de calcio y magnesio, junto a pequeñas proporciones de lo que se considera impurezas, de carácter silíceo o arcilloso.

En conjunto son rocas *duras*, que están atravesadas por multitud de *fisuras y diaclasas* y son *impermeables*. Pero en ellas destaca un aspecto esencial. La roca no es atacada significativamente por el agua pura, pero si el agua es *acidulada*, es decir está cargada de ácidos, especialmente de ácido o anhídrido carbónico (CO_2) resulta muy agresiva.

Disolución de las rocas calcáreas

Una fórmula sencilla ayuda a entender cómo se produce la disolución en este caso.

El carbonato cálcico (CO_3Ca) al unirse al agua (H_2O) con anhídrido carbónico (CO_2) se transforma en bicarbonato cálcico $(CO_3H)_2Ca$, que es una sal soluble en agua.

$$H_2O + CO_2 + CO_3Ca \rightarrow (CO_3H)_2Ca$$

Si hay ácidos orgánicos, por ejemplo procedentes del humus, al reaccionar con el carbonato cálcico se transforman en agua, anhídrido carbónico y sales de calcio.

$$CO_3Ca + 2R\text{-}COOH \rightarrow (R\text{-}COO)_2Ca + H_2O + CO_2$$

Ambas reacciones son *reversibles*, es decir, se producen en los dos sentidos. Cuando se produce en el sentido de la flecha, el resultado es el bicarbonato cálcico, o una sal soluble en agua, pero en el sentido inverso, lo que resulta es la formación de carbonato cálcico. Ambos procesos resultan fundamentales en el karst, produciendo diversas formas que veremos. En un sentido de la reacción química provocan la *disolución* de los elemento en el agua y en el contrario la *precipitación*, que produce que los materiales disueltos se acumulen.

Uno u otro equilibrio predominan según las condiciones de la zona. Por ejemplo, en climas cálidos, como los tropicales húmedos, predomina el segundo proceso, mientras que en climas templados y sobre todo fríos, lo hace el primero. Hay que considerar que el gas carbónico es más soluble en agua fría que en caliente, por lo que el agua fría, sobre todo la procedente de la fusión de la nieve, es muy agresiva.

La roca es atacada, en la superficie y en el interior de su masa, en virtud del entramado de fisuras que posea, que le confieren una *permeabilidad estructural*, multiplicando la posibilidad de contacto entre el agua y la roca. De hecho, puede decirse que el modelado del relieve kárstico se da más en profundidad que en superficie.

Condiciones para que se desarrolle el karst

En el desarrollo del karst es esencial la conjunción de una serie de factores o condiciones que lo posibiliten, entre los que cabe destacar

- Que la roca se presente de forma relativamente *masiva* y que no esté excesivamente plegada. Si no es suficientemente masiva, la presencia de intercalaciones impermeables provocan que se interrumpa la infiltración de agua. Si está muy plegada, las estructuras inclinadas provocan una arroyada superficial, que hace que el relieve sea fruto de las condiciones estructurales, más que de los procesos kársticos.
- La roca debe estar surcada por una *red de fisuras y diaclasas* importante y de las dimensiones adecuadas, para permitir la penetración del agua en profundidad y evitar que, si son excesivamente finas, se colmaten pronto.
- Por último, deberá existir el suficiente *volumen de precipitaciones* que aporte el agua y posibilite la *presencia de vegetación*, productora de anhídrido carbónico.

Los resultados del proceso diferirán notablemente según sean, tanto la *composición mineralógica* del roquedo, como las *condiciones bioclimáticas*, causantes del volumen de precipitaciones, así como de la acidez y capacidad corrosiva y por tanto disolvente, del agua. También de la composición mineralógica dependerán las impurezas no solubles, que se depositen «in situ», quedando como residuo para formar la base mineral del *suelo*, al que darán sus características. Las rocas con más impurezas sufrirán una karstificación menos profunda que las más puras, porque los residuos dan lugar a la formación de un nivel impermeable, que impide la profundización del proceso.

3.2. Las formas kársticas

El término karst procede de una región de la península de Istria, en Eslovenia, donde se manifiesta de forma predominante y significativa, en un paisaje donde es característica la presencia de extensas superficies desnudas, con escasos valles y un desarticulado sistema de drenaje superficial, con poca circulación de agua en superficie, a pesar de que las precipitaciones sean abundantes, donde, en cambio, aparecen numerosas depresiones cerradas. Al igual que el término karst, que se ha generalizado a todo el mundo, la mayor parte de los nombres que se utilizan para denominar sus formas características proceden de la región y del idioma serbocroata, allí hablado. En la figura 9.13, que representa una maqueta de una región de Eslovenia, se puede apreciar la abundancia de poljés en los que aparecen ríos a través de surgencias y desaparecen por ponors. Es de destacar el lago que cubre buena parte del poljé situado en primer término, que se corresponde con el papel que el ascenso y descenso del nivel freático juega en la configuración de esta forma de erosión.

3.2.1. Las formas exteriores o exokársticas

En superficie, en el relieve kárstico aparecen formas de detalle y depresiones cerradas de variadas dimensiones.

Las depresiones cerradas y cañones

Las depresiones, como decía Birot, constituyen el leitmotiv del karst. Las principales son las *dolinas, las uvalas y los poljés*.

Dolinas y uvalas

La *dolina*, que en español recibe el nombre de *torca*, significa en su acepción original depresión u hondonada. Consiste en una depresión cerrada, cuya planta tiene forma desde circular a ovalada, de contorno redondeado, más o menos circular, cuyo diámetro puede oscilar entre unos metros y centenares de ellos. El perfil, que es predominantemente de cuba o cubeta, puede presentar forma cercana al embudo o pozo, en ocasiones, siendo también muy variable la profundidad, que puede oscilar entre unos pocos

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.13. Fragmento de una maqueta que representa la zona kárstica de Postojna en Eslovenia.

metros y cerca de 200. Normalmente tiene un borde, de pendiente a veces muy pronunciada, en el que aflora la roca desnuda. El fondo suele estar cubierto, en cambio, por tierra, generalmente *arcilla de descalcificación*, el residuo no soluble de la caliza, de color rojizo, llamada *terra rossa*, que convierte este espacio en propicio para el cultivo. Si los residuos son de menor importancia y la disolución penetra más profundamente, la forma se acerca más al embudo (es el caso de las torcas propiamente dichas, que se encuentran bien representadas en la provincia de Cuenca, en España)

Se forman en lugares que favorecen la retención y profundización del agua y se relacionan con fenómenos de hundimiento, provocados por un déficit de masa caliza subsuperficial. En su génesis es fundamental la estructura de la red de fracturas y diaclasas del roquedo, que marcan los

puntos de mayor debilidad inicial, donde comenzaría el proceso de disolución. De la disposición, densidad y profundidad de la red de fracturas y, por otro lado, de las características y potencia de la roca, depende la distribución, la forma y las dimensiones que alcancen las dolinas.

En profundidad el límite último lo pone el nivel al que aparezca el *manto freático*. Cuando éste es próximo a la superficie, la dolina no alcanzará gran profundidad y puede aparecer su fondo inundado, de lo que de nuevo son un magnífico ejemplo las llamadas «torcas de agua» de Cuenca.

Una forma de mayores dimensiones es la que recibe el nombre de *uvala*, similar a la dolina, de perfil sinuoso. Tradicionalmente se consideraban como fruto de un ensanchamiento de las dolinas, que podrían favorecer la coalescencia de varias próximas, pero sobre ello no hay acuerdo, creyendo algunos expertos que esa interpretación no es correcta y que son formas diferentes, de compleja génesis y no necesariamente resultado de la coalescencia.

Poljés

El *poljé* es también una depresión cerrada de dimensiones grandes y cuya planta no es circular. Configura una llanura (la palabra poljé en serbocroata tiene ese significado) enmarcada por paredes más o menos escar-

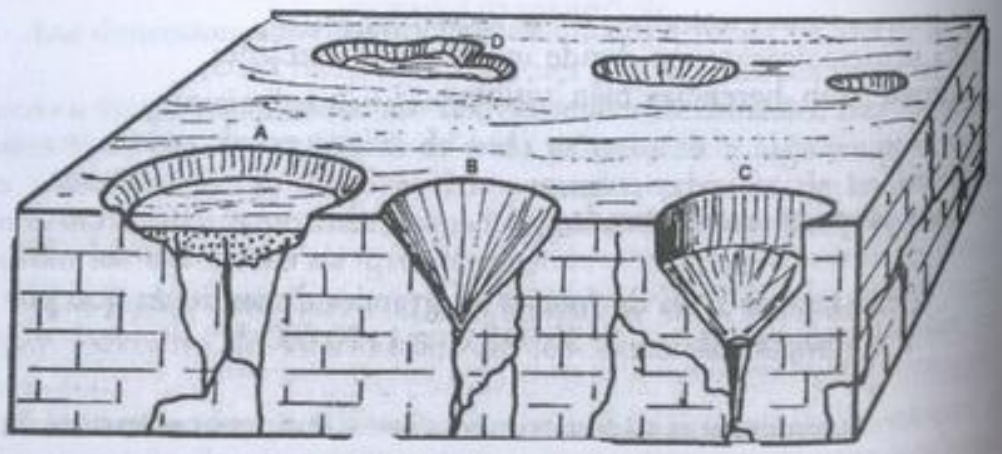


Figura 9.14. Esquema de tipos de dolinas y uvala. A de cubeta, B de embudo, C de pozo, D uvala.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.15. Dolina o Torca de Cuenca, los pinos y la sombra del primer plano marcan el borde de la dolina.

padas. Tienen forma sensiblemente alargada, de anchura entre algunos centenares de metros y varios kilómetros y de longitud superior, con frecuencia de decenas de kilómetros. Los mayores conocidos, como los de Popovo o Livno en Croacia y el de Yammouné en Líbano, tienen decenas de kilómetros y están inscritos en la masa caliza, a una profundidad de cientos de metros.

Suelen estar relacionados con accidentes tectónicos importantes, apareciendo en potentes series calizas, deformadas por fallas o pliegues amplios, en fosas tectónicas, como el de Livno, en líneas de falla, o en sinclinales, como el de Yammouné. Siempre en zonas de extensión considerable, donde las condiciones son especialmente favorables a la disolución y hundimiento.

El fondo del poljé es marcadamente plano, a menudo recubierto de arcilla de descalcificación y accidentado por la presencia de algunos cerros residuales, de roca calcárea, de forma piramidal, denominados *hum* (término que en serbocroata significa colina).

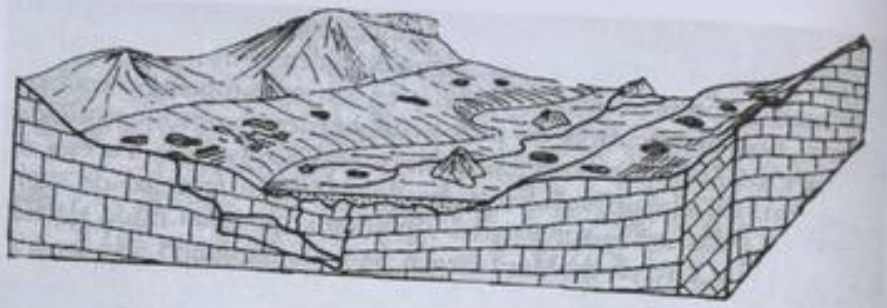


Figura 9.16. Esquema de un poljé, obsérvese el fondo plano, cubierto de arcilla de descalcificación, la presencia de hums residuales, el sumidero o ponor por el que se filtra el río y la abundancia de dolinas en las vertientes.

También es frecuente que en parte de su superficie se desarrolle una corriente fluvial, normalmente desde alguna surgencia, a menudo situada en los bordes, que desaparece a partir de un punto por un sumidero, llamados respectivamente *izvort* y *ponor* en terminología serbocroata.

La génesis del poljé no es del todo clara; en cambio, en su evolución parece que juega un papel importante la periódica inundación que suelen sufrir

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.17. Poljé en Croacia.

estas depresiones, cuando, en época de abundancia de agua, el nivel freático, que está relativamente cercano a la superficie, asciende, llegando a aflorar y cubriendo de agua el fondo del poljé, para volver a descender y desaparecer en los períodos de escasez. No hay unanimidad respecto a cómo actúa, pero sí en que el manto de inundación es fundamental para su evolución.

Cañones

En el karst son también frecuentes los *cañones*. Se trata de valles caracterizados por tener flancos rectos, verticales, a cuyo pie se acumula un talud de derrubios. Suelen estar recorridos por cursos de agua, que, a menudo, proceden de áreas externas a la zona kárstica. En las paredes se observan aberturas de cuevas y son frecuentes las *surgencias*, que aportan agua al cauce principal. También en ocasiones terminan en auténticos *fondos de saco*, cerrados por escarpe de roca dura, donde aparece el río en forma de *fuente vauclusiana*.

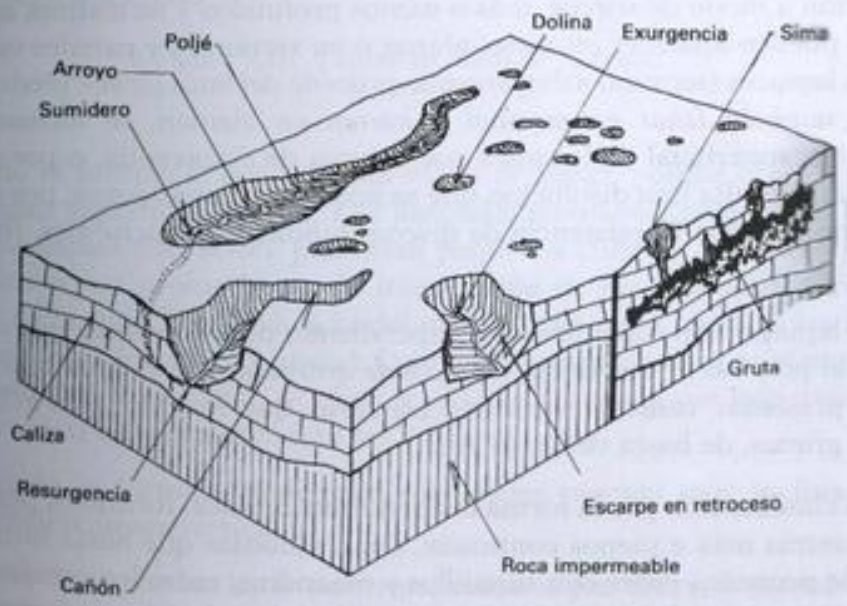


Figura 9.18. Esquema de formas principales que se desarrollan en un paisaje kárstico.

En su modelado interviene la disolución, en superficie y en profundidad, del roquedo calcáreo y no se descartan los fenómenos de hundimiento. Una forma de producirse es por disolución de antiguos cauces, cuyas aguas van perdiéndose hacia el interior, dejando el valle muerto, bajo el cual se desarrollan cavidades y galerías subterráneas con circulación de agua. El hundimiento del techo de tales galerías daría lugar a la formación del cañón y a que el agua volviera a correr en superficie. En el cañón se produce una poderosa *erosión lineal* con karstificación. Dado que en los cañones el aporte de agua procede de surgencias laterales, no se observan valles afluentes, que alteren las características de las paredes.

Las formas menores

Lapiaz y bogaz

Los afloramientos rocosos calcáreos aparecen profundamente afectados por formas de detalle, producidas por la disolución kárstica. Se llama *lapiaz* a estas formas, caracterizadas por una serie de acanaladuras formadas por disolución a modo de surcos, más o menos profundos y de distinta anchura, que pueden aparecer en zonas planas o en vertientes y paredes verticales. Los lapiaces (término saboyano que procede del latín lapis = piedra) llamados también *lenar* en español o *karren* en alemán, se forman por disolución superficial de la caliza por el agua de escorrentía, o por aguas retenidas. Resulta una disolución que se acentúa en unas zonas, por diversas razones, como la existencia de discontinuidades estructurales, fisuras, etcétera.

Los lapiaces son muy diversos, dependiendo de los factores que condicionen el proceso de su formación. Los *de arroyada*, por el agua corriente, suelen presentar canales estrechos, mientras que los *de fractura* tienen anchas grietas, de hasta varios metros.

Una clasificación por la forma los divide en: *lineales*, formados por aristas y ranuras más o menos continuas, finas, sinuosas que hasta forman a modo de pequeñas redes con canalillos y meandros; entre los canales quedan tabiques estrechos como pequeñas crestas. Los de *acanaladura* muestran trazados rectos, que siguen las diaclasas o planos de estratificación, presentan aristas romas y macizas. Si las fisuras configuran una trama cuadrangular se forman lo que se llama *mesas de lapiaz*, porque entre los surcos quedan superficies planas. Los llamados *alveolares*, propios de zonas planas de escasa fisuración, presentan pequeñas cubetas, entre las que se intercalan pozos profundos en la intersección de las diaclasas, tienen el aspecto de la superficie ondulada del mar, por lo que a veces se les llama *mar de piedra* (Ciudad Encantada). Cuando las cavidades son muy numerosas y pequeñas son en *nido de abeja*, y cuando los pozos son importantes y se desarrollan en profundidad se les llama en *pozos*.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.19. Lapiaz en Picos de Europa.

También se forman lapiaces en superficies rocosas muy inclinadas y hasta sensiblemente verticales.

Los lapiaces pueden estar *cubiertos*, rellenos por tierra, o *descubiertos*, en superficies por las que resulta dificultoso transitar. Los que se producen en terrenos calcáreos con muchas impurezas son los que quedan fácilmente cubiertos por la arcilla de descalcificación.

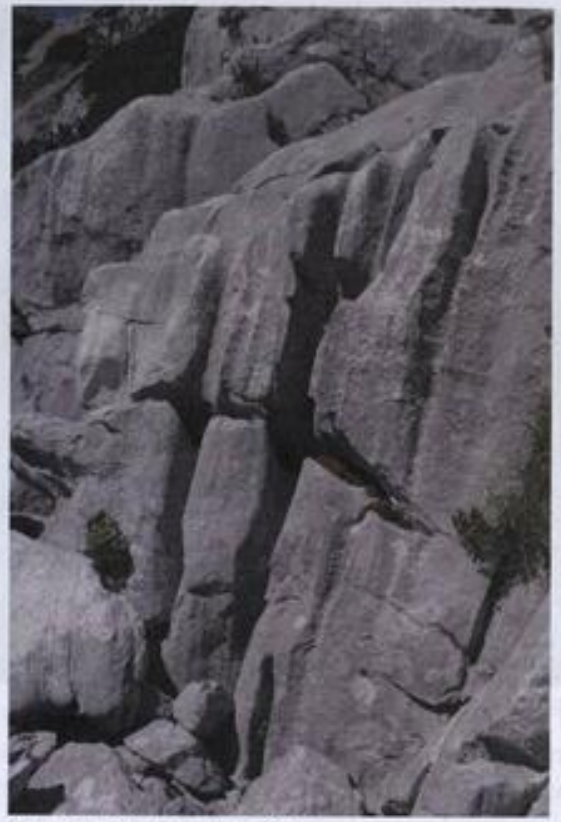


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.20. Lapiaz vertical en Eslovenia.

Una forma intermedia entre las grandes y las de detalle es el llamado *bogaz*, de nuevo término serbocroata, que consiste en una serie de callejones, de dimensiones mayores que el lapiaz, que se han formado por disolución y por los que nunca ha corrido un río. Algunos los consideran como macrolapiaces.

Tormos y arcos

También son frecuentes otras formas superficiales menores, como los arcos o puentes y los llamados *tormos*, grandes bloques de caliza de acusado aspecto fungiforme, de varios metros de altura. La llamada «Ciudad

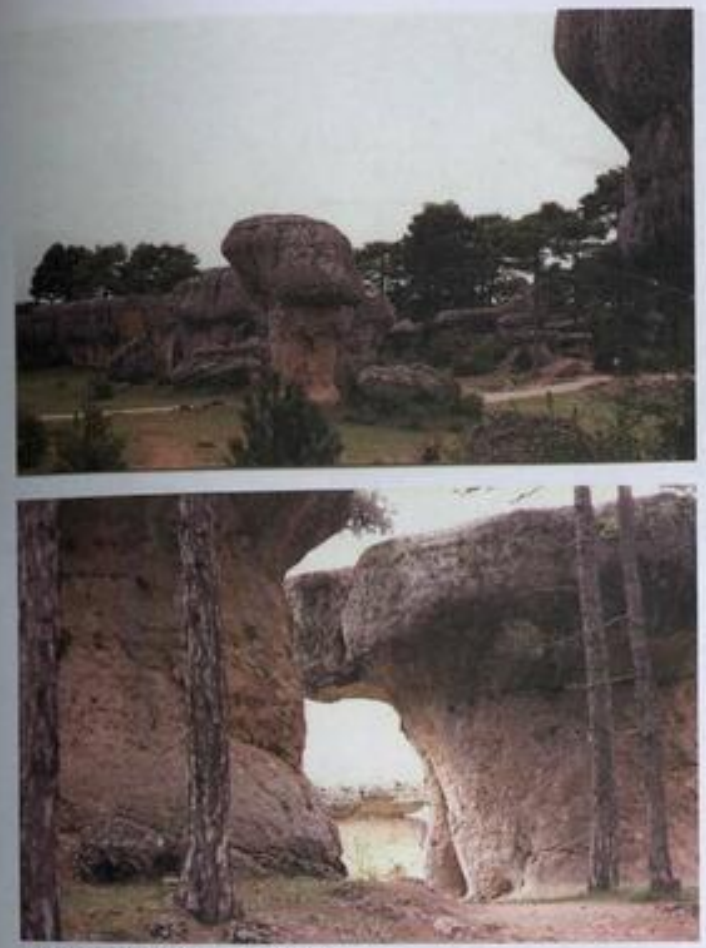


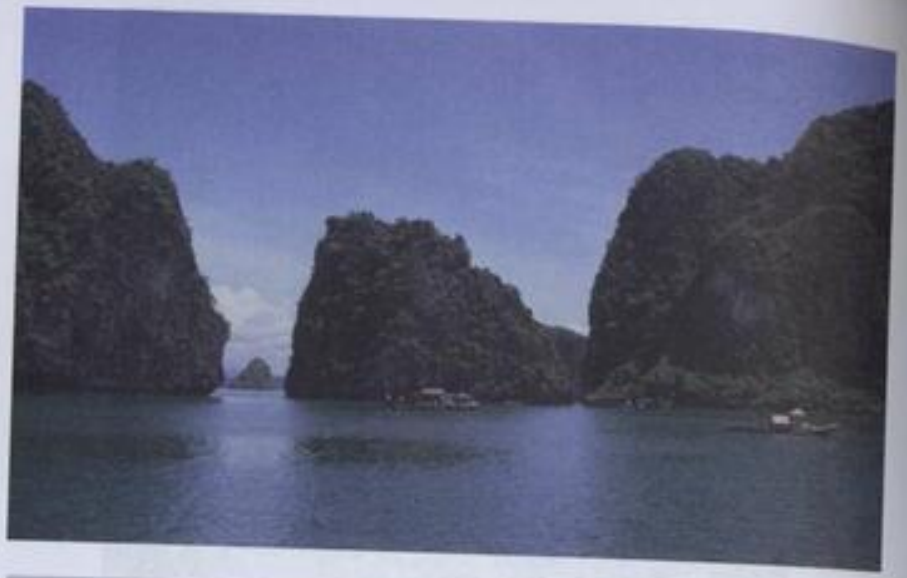
Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.21. Callejones de bogaz y tormos en la Ciudad Encantada Cuenca.

Encantada» de Cuenca, explotada turísticamente, constituye un buen ejemplo de todas estas formas de detalle, que resultan muy pintorescas.

Pináculos

Los llamados *karst de mogotes o de pináculos* son los más llamativos y constituyen también macroformas. La masa caliza se dispone en gruesas columnas puntiagudas y macizas, de varios metros de altura. Son frecuen-



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.22. Karst de mogotes. Bahía de Halong y Nihn Bihn en Viet Nam.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.23. Sima. Valle de Benasque. Pirineos.

tes en regiones de clima tropical, pero también hay ejemplos en zonas templadas, donde constituyen herencias de un pasado diferente y están fosilizados por depósitos antiguos.

3.2.2. Las formas endokársticas

Una última forma que aparece en superficie, la *sima*, (aven en francés) nos conduce a lo que constituyen las formas endokársticas, es decir, desarrolladas en el interior. Las simas son aberturas, normalmente estrechas, pero que van ensanchándose en profundidad, como una especie de pozo vertical, que comunica las cavidades subterráneas con el exterior, en ocasiones de cientos de metros de profundidad. Se suelen diferenciar las que son pozos de disolución de las que se han formado por hundimiento del techo de una cueva.

Las formas interiores, las cavidades endokársticas constituyen, quizá, los elementos más característicos de estos modelados. Incluso, muchas veces, las formas que vemos en superficie son resultado de una evolución de las subterráneas.

La circulación subterránea de las aguas

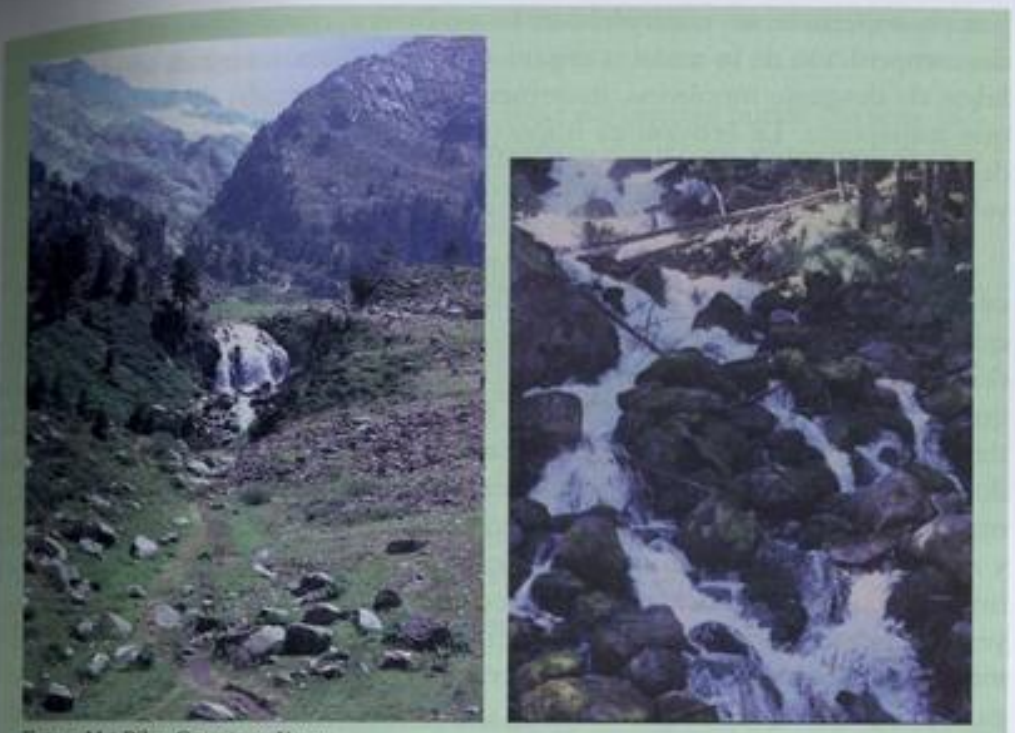
La clave de la formación de este karst profundo está en la circulación subterránea de las aguas. Muchos geomorfólogos suelen decir que el karst es silencioso, que en él apenas hay ríos, sólo los foráneos, nacidos fuera de la zona, ni torrentes, arroyos, etc. porque el agua de la superficie se infiltra y la circulación no sigue las reglas de las corrientes al aire libre.

Es cierto, los cauces fluviales son raros en superficie, manteniéndose casi sólo los ríos que ya llegaron a las tierras calcáreas siendo caudalosos. Incluso, es frecuente que los ríos que circulan desaparezcan súbitamente, pudiendo reaparecer a notable distancia.

El caso del río Garona

Un ejemplo de desaparición y cambio de trazado es el caso del río Garona. Este río, eminentemente francés, nace en territorio español, en el glaciar del Aneto, en Huesca, pero muy pronto desaparece en un sumidero (el forau de Aiguallut). A partir de aquí, sufre un cambio en su trayectoria. De haber seguido la dirección inicial, el río iría hacia el oeste, convirtiéndose en tributario del río Ésera y, por tanto, formando parte de una cuenca mediterránea, la del Ebro. En cambio, tras su desaparición, que se produce justo en la zona de contacto entre el granito (la zona axial del Pirineo es granítica) y las calizas metamórficas del devónico, que constituyen la cobertera de aquél, cambia su dirección hacia el nordeste. Precisamente las capas de la cobertera están inclinadas hacia el norte y noreste, vergentes sobre el macizo granítico, favoreciendo la circulación de las aguas en aquella dirección.

Tras cambiar su dirección, el río subterráneo sigue circulando, para resurgir cuatro kilómetros más adelante y seiscientos metros por debajo de la altitud a la que desapareció, en una bellísima resurgencia en el valle de Arán, el llamado Güell del Joeu, que se convierte el el principal tributario del Garona (el 60% de las aguas que éste recibe del valle de Arán es aportado por la surgencia citada). Estas aguas pasan así a una cuenca que vierte al Atlántico. Es un fenómeno conocido desde que Castélet lo demostró, realizando un experimento consistente en colorear a la fluorescaína las aguas absorbidas en el forau de Aiguallut, que, tal como se suponía por los estudios hidrogeológicos realizados, reaparecieron en el Güell del Joeu, en el valle de la Artiga de Lin, como hemos dicho, tributario del valle de Arán.



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.24. Forau de Aiguallut (Huesca) y Güell del Joeu (Lérida).

La circulación subterránea de las aguas es mucho más anárquica que la superficial, siendo menos frecuentes las grandes concentraciones de caudal. Aunque hay ríos subterráneos que pueden seguirse durante largo trecho por galerías navegables, la mayoría sólo tienen tramos de circulación separados por túneles inundados, o por sifones. La red subterránea se adapta al cañamazo que le impone la red formada por los planos de estratificación, las diaclasas, fisuras y fracturas ensanchadas por disolución.

La circulación subterránea provoca la formación de una impresionante *red de galerías*. Inicialmente, el agua penetra en el macizo calcáreo a favor de la red de fisuras interconectadas y sigue la dirección natural del desagüe, hasta encontrar salida. En su recorrido lleva a cabo una labor disolvente, que da lugar a la formación de las galerías y transporta también el material disuelto. El papel disolvente del agua en profundidad es superior al que rea-

liza en superficie, en contacto con la atmósfera, como consecuencia de la descomposición de la materia orgánica. En el proceso, realiza también una labor de desgaste mecánico, incrementada por la acción de los materiales que transporta. La erosión es importante, dado que, además, en los conductos kársticos el agua circula *a presión*, corroyendo la roca sana a gran velocidad, tanto más, cuanta mayor cantidad de CO_2 contenga.

El agua va penetrando cada vez más profundamente en el macizo calcáreo, quedando la zona más superficial sin agua, con un límite superior que es variable, según las condiciones, de modo que pueden alternar períodos en que está anegada, con otros secos. La profundización continúa hasta que el nivel freático alcanza la zona impermeable. En este punto, el agua tiende a salir al exterior. La salida se efectúa por las *surgencias*, que son de dos tipos: *exsurgencias*, si el curso de agua se ha formado en el interior del macizo, por infiltración y condensación en las paredes, de forma endógena; y *resurgencias* si se trata de ríos alóctonos, que se han introducido en el interior del roquedo calcáreo y vuelven al exterior. Las surgencias constituyen verdaderas *fuentes vaucluisianas* en las que el agua brota de forma intermitente, al actuar el conducto subterráneo como un sifón, que, para recargarse, requiere que el agua alcance un determinado nivel. El nombre de

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.25. Terrazas de travertino. Pamukale, Turquía.

vaucluisiana procede de un conocido manantial de estas características, que existe cerca de Avignon, en Vaucluse.

En ocasiones, ciertamente raras, en estas surgencias puede darse la formación de *terrazas de travertino*, por precipitación de los minerales disueltos al salir al exterior. Es el origen de las bellas formaciones de Pamukkale en Turquía por precipitación de las aguas termales, por citar un ejemplo.

El agua va descendiendo a zonas cada vez más profundas, abandonando las galerías superiores, que quedan convertidas en *cuevas*, con lo que la masa caliza se va quedando literalmente hueca. Gèze, de acuerdo con los trabajos de Cvijic distinguía tres zonas en el karst:

- Zona superior, seca o con infiltración, en la que domina el trayecto vertical descendente del agua tras las lluvias.
- Zona media, en la que está la red de galerías y conductos. En ella puede haber escorrentía dependiendo de las condiciones estacionales.
- Zona inferior permanentemente inundada.

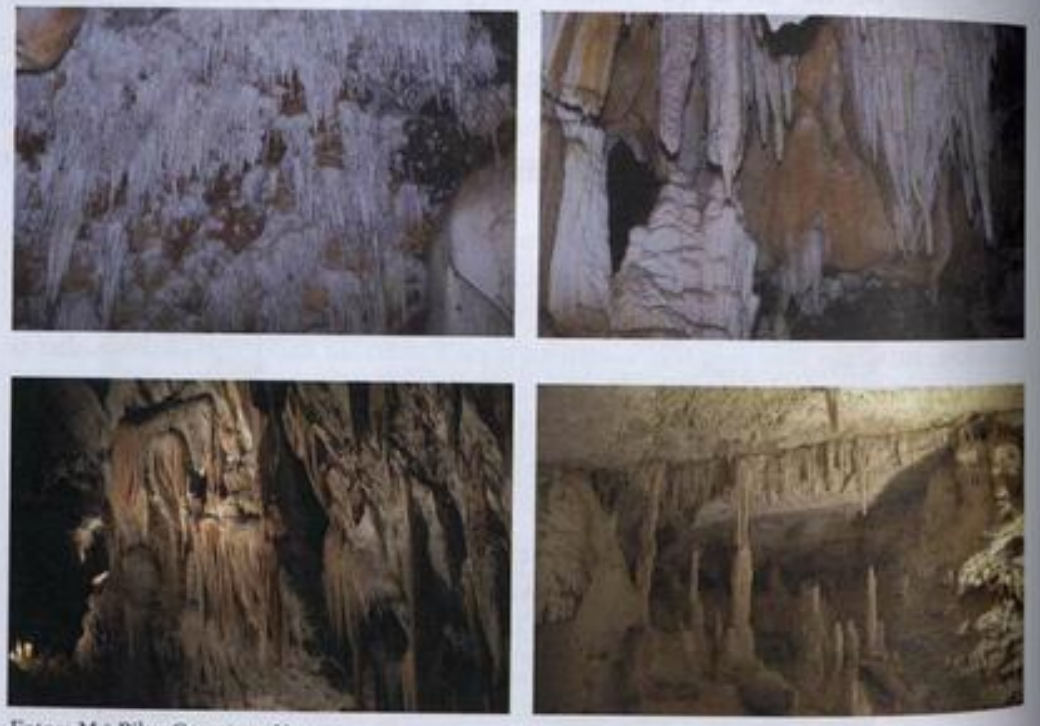
Las principales formas subterráneas

Las galerías interiores son más o menos horizontales y suelen estar dispuestas en pisos, que pueden estar conectados entre sí por sifones. Hay tramos de galerías estrechos, formando túneles y pasillos normalmente ramificados, muchos de los cuales terminan en fondo de saco y grandes salas o cámaras, a veces de enormes dimensiones, que suelen encontrarse en áreas de confluencia de conductos y de vías de penetración de las aguas. Estas formas sólo resultan visibles cuando quedan fuera de la acción del agua, que continúa profundizando.

En las galerías continúa produciéndose el modelado kárstico, siendo más importantes, los procesos de precipitación que los de disolución, en la etapa en que ya no circula permanentemente el agua. Por infiltración, sigue habiendo una aportación de agua desde la superficie, que llega hasta el techo de las galerías, donde se produce un goteo, que provoca la precipitación de la caliza que lleva disuelta. Este proceso es el causante de que se formen las concreciones de calcita que configuran las llamadas *estalactitas*, que cuelgan de los techos, con variadas formas, que van desde las más finitas llamadas *macarroni*, que se desprenden gota a gota del techo,

a las de mayores dimensiones, redondeadas, llamadas *tubos de órgano*, o a las que adquieren formas de «*bandera*» al escurrir por las fisuras. Bajo las estalactitas se acumulan, en el suelo, por igual proceso, las llamadas *estalagmitas*. Con el tiempo muchas de estas formas enfrentadas se unen, dando lugar a bellas *columnas* y *cortinas*. La abundancia, o escasez, de tales formaciones depende de la aportación de agua que penetre desde la superficie.

La existencia de estas galerías subterráneas ha supuesto, para las regiones donde se producen grandes impactos ajenos a su interés geomorfológico. Por sus características, las más accesibles, a veces cuevas abiertas en superficie, sirvieron de refugio y primer hábitat para los seres humanos, que las utilizaron como lugares de abrigo y vivienda, constituyendo, en la actualidad, importantes yacimientos arqueológicos, lo que motiva entre los



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.26. Diversos tipos de estalactitas y estalacmitas. 1 y 2 en cueva del Águila (Toledo) 3 y 4 cueva de Postojna (Eslovenia).

prehistoriadores un gran interés por el karst. También son lugares de explotación turística, generando actividad e ingresos para las regiones en las que se encuentran.

En muchas de las formaciones endokársticas, libres de la circulación de agua y a relativa proximidad de la superficie, es frecuente que se produzcan fenómenos de hundimiento, que dan lugar a algunas de las formas o tipos de ellas, que vimos en la superficie, como dolinas de hundimiento, cañones, etc.

Las formaciones kársticas según las condiciones bioclimáticas

Naturalmente, se puede decir que hay muchos tipos de karst dependiendo, por un lado de las condiciones estructurales de la zona, y por otro, de las condiciones bioclimáticas en que se desarrolle, sin olvidarse, claro está, de las diferencias que se dan según el estado de evolución en que se encuentre. En este sentido, se utilizan términos que son expresivos. Se habla de *holokarst* (de holo en griego entero) cuando se ha desarrollado un karst completo, sobre calizas puras y muy potentes, caracterizado por el desarrollo de grandes poljés. El término *merokarst* (de meros, parte) se asocia a caliza impura, poco consistente, donde abundan los valles secos. También se habla de *karst cerrado*, cuando la masa caliza está rodeada de terrenos impermeables, que favorecen el estancamiento de aguas subterráneas; o de *karst cubierto*, cuando las formas superficiales están enterradas bajo los productos de la descalcificación.

Como en tantos otros temas, en el estudio del karst, durante un tiempo, tuvo gran aceptación el enfoque basado en la teoría del ciclo de erosión, según la cual, el proceso partiría de un levantamiento de la plataforma de caliza masiva, que estaría fosilizando una capa de rocas impermeables y, tras pasar por una activa erosión, en una sucesión de fases de juventud, madurez y vejez, llegaría al arrasamiento. Hoy se contempla el estudio del karst con una óptica de Geomorfología Climática.

Tricart, entre otros muchos autores estudiosos de las diversas manifestaciones de este modelado según las características bioclimáticas en que se desarrolle, establece al menos cuatro tipos de karst coincidentes con los cuatro grandes grupos climáticos.

El karst en las diversas zonas climáticas

Karst desarrollado en climas tropicales húmedos. Se manifiesta con formas espectaculares, grandes poljés accidentados por hums elevados, dolinas de formas estrelladas y abundancia de pináculos y mogotes. Las elevadas temperaturas no favorecen la presencia de CO_2 que hace especialmente agresiva al agua para producir la disolución. Sin embargo, este déficit se compensa por la producción abundante de ácidos húmicos y anhídrido carbónico en el suelo, consecuencia de la importancia de las precipitaciones y de la vegetación. Las imágenes de estas formaciones en Vietnam constituyen hermosos ejemplos.

En climas fríos y en alta montaña el paisaje es diferente. Abundan los grandes lapiaces descubiertos y muy activos, dada la abundancia de aguas muy frías, con mucho CO_2. En cambio, las dolinas suelen ser modestas, muchas en forma de embudo y de pocos metros. Por el contrario, las formas subterráneas suelen ser muy ricas, grandiosas, y hay un gran desarrollo de la circulación de agua en profundidad.

En climas templados hay tanta variedad como en los propios climas. Si son húmedos, suelen tener importante circulación subterránea y formas modestas y con frecuencia se presenta cubierto. En el área mediterránea, donde es muy abundante, las formas superficiales son muy numerosas, pero sólo son de grandes dimensiones si están afectadas por la tectónica. Naturalmente, en estas regiones, al ascender en altura se pasa a las características del primer grupo, de clima frío.

En los climas desérticos las condiciones para que se forme este modelado no se dan, no obstante existen ejemplos, que constituyen paisajes relictos.

El estudio del karst es un tema, como tantos otros abierto y polémico, que despierta gran interés científico y económico. Existen varios organismos que se ocupan de su estudio, que está contemplado entre las categorías científicas de la Unesco.

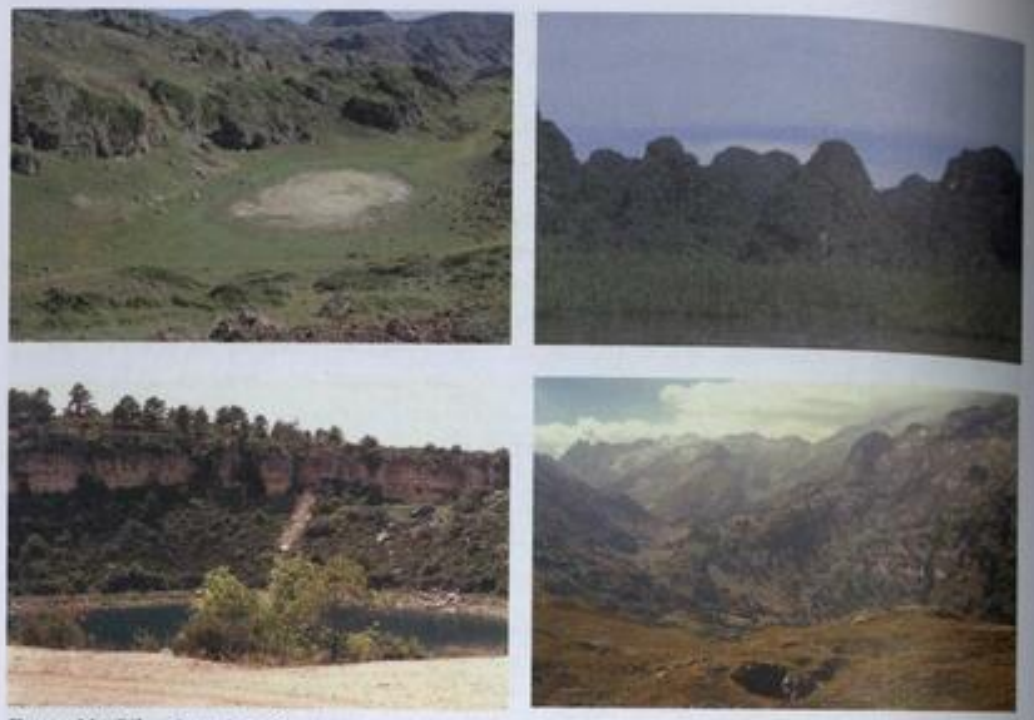
Formaciones kársticas en España

En España, donde abundan las rocas carbonatadas, y otras también solubles como yesos y sales, o con componentes favorables (conglomerados, areniscas) se dan abundantes paisajes kársticos, calculándose que un tercio del territorio reúne las condiciones adecuadas para que se den los procesos de disolución propios de este modelado. La importancia de las regiones kársticas es también hidrogeológica, explotándose en ellas los recursos hídricos para usos agrícolas e industriales. Además, por su belleza, suponen un importante recurso turístico, como en tantos lugares del mundo (La cueva de Postojna, en Eslovenia, que se recorre en un pequeño trenecillo desde el año 1870, es uno de los más antiguos ejemplos de explotación turística de elementos de la naturaleza). Es muy frecuente la existencia de cuevas preparadas para su visita turística, en España, con un interés incrementado por la existencia, en muchos casos, de restos arqueológicos, que constituyen algunos de los principales atractivos de la región y son importantes recursos económicos. Los ejemplos, de todos conocidos, son numerosísimos. Además, con frecuencia, son zonas de especial protección (parques naturales o nacionales, y otras figuras de protección como patrimonio natural).

En el Norte destacan la zona Astur-Cántabra, los montes Vascos y Pirineos, con sistemas kársticos importantes en Picos de Europa, Sierras de Urbasa y Andía, Piedra de San Martín, Marboré y Montsec. En las Montañas Costero-Catalanas el macizo de Garraf; en el Sistema Ibérico varias zonas, como Albarracín, Gúdar-Maestrazgo, Javalambre y Cuenca. En la región manchega el Campo de Montiel o Daimiel; en las cordilleras Béticas destacan amplios conjuntos, como Grazalema y Antequera. En el macizo hespérico hay zonas kársticas en Sierra Morena por ejemplo las formaciones de Aracena, así como en Cáceres y Ávila. También en Baleares hay magníficos ejemplos con espectaculares galerías y cuevas. Hay numerosas simas y una gran red endokárstica en las depresiones terciarias de los grandes ríos, destacando el conjunto de Ojo Guareña, donde el interés arqueológico ha resultado muy grande, por haber sido utilizadas las cuevas desde el Paleolítico.

Sin entrar a hacer una enumeración, que sería muy larga, hemos de destacar la abundancia de formaciones superficiales como poljés, dolinas, lapiaces, que configuran conjuntos de gran belleza y con importante explotación turística (Torcal de Antequera, Ciudad Encantada de Cuenca, etc). También son destacables los cañones de origen kárstico y las formaciones travertínicas asociadas (Monasterio de Piedra).

De las formaciones españolas unas son heredadas del pasado, del Terciario, pero muchas son más recientes, formadas durante el Cuaternario y la mayor parte de los sistemas siguen funcionando en la actualidad, en diversa medida, pero especialmente en áreas de montaña.



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 9.27. Formaciones kársticas en distintos climas1 y 4 pequeño poljé y dolinas y simas en alta montaña Picos de Europa y Pirineos 2 mogotes o pináculos en clima tropical húmedo (Vietnam) y Torca de agua en clima templado (Cuenca).

LECTURAS RECOMENDADAS

Cvijic, J. (1960): *La géographie des terrains calcaires*. Traducido por E. de Martonne. Academie Serbe des Sciences et des Arts. Beograd. Monograph, 341 212 págs. Es un documento sumamente interesante, por la importancia de los estudios de Cvijic sobre el karst y por la personalidad del traductor.

Ford, D. C., y Williams, P. W. (1989): *Karst Geomorphologie and hidrology*. Londres. Unwin Hyman. Tratado clásico sobre el karst en conjunto.

Godard, A. (1977): *Pays et paisajes du granite*. PUF 232 págs. Este libro es una monografía que trata de todos los principales aspectos de los paisajes graníticos, desde la forma de presentarse en superficie, hasta los tipos de paisajes graníticos, pasando por la respuesta del granito ante la erosión y meteorización, las formas y asociaciones de formas graníticas y el granito y la actividad humana.

Pedraza, J. Sanz, M. A., y Martín, A. (1989): *Formas graníticas de la Pedriza*. Agencia del Medio Ambiente de la Comunidad de Madrid. 205 págs. Es un libro claro y muy bien ilustrado, que ayuda a entender las formaciones graníticas. Propone algunos itinerarios para la observación de formas.

Twidale, C. R. (1982): *Granite Landforms*, Elsevier, Amsterdam, 372 pp.

Vidal Romaní, J. R., y Twidale, CH R. (1998): *Formas y paisajes graníticos*. Universidade da Coruña. 411 págs. Trata exhaustivamente las formas graníticas, ilustrado con fotografías y esquemas muy abundantes. Las características geológicas de los terrenos graníticos, las formas de fractura y alteración. Las llanuras, bloques, inselberg, formas menores, distribución de las zonas graníticas y relación con el clima.

En todos los manuales de Geomorfología, e incluso de Geografía Física recomendados en la bibliografía de esta parte de la materia, aparece tratado el tema de los modelados graníticos y kársticos. Una lectura de ellos ayuda a ampliar el abanico de puntos de vista y resulta altamente recomendable. Es interesante, también observar las ilustraciones, tanto esquemas como fotografías.

cebolla (*descamación*) o que se cuartee la roca fisurándose, lo que pueden dar lugar al desprendimiento de fragmentos de cierto tamaño (*cuarteamiento*). En este proceso, que no es tan sencillo como parece a primera vista, juegan un papel esencial las características de la roca, su color, textura y la naturaleza del material de que esté compuesta, ya que la capacidad de absorción y la conductividad difieren notablemente, según sean dichas características.

La *crioclastia* (de *kryos*, frío) llamada también *gelifracción*, se produce cuando, por las variaciones de temperatura, el agua que rellena los huecos

Foto: M.ª Pilar González Yanci

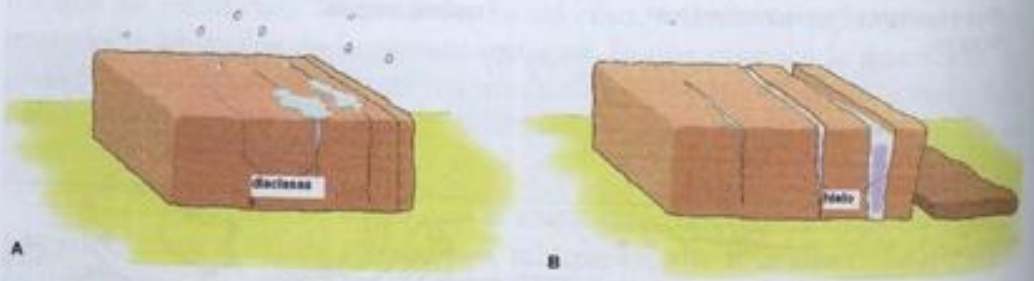


Figura 10.2. Roca fragmentada por acción de la gelifracción, con separación de bloques (macrogelifracción) favorecida por la gravedad. El ejemplo está tomado de la montaña de Peñalara, en la Sierra de Guadarrama, a una altitud de 2.380 metros. En la parte inferior esquema de la forma de producirse la gelifracción.

de las rocas y que puede penetrar más o menos en ella, se congela. El paso de líquido a sólido provoca un aumento de volumen del agua de en torno a un 10 por ciento, lo que somete a la roca a una tensión, que provoca el desprendimiento de granos o fragmentos. Naturalmente, de nuevo, las características de la roca son fundamentales en los resultados, muy especialmente la *porosidad y la fisuración*. Si el hielo penetra por los poros, se produce lo que se denomina *microgelifracción*, que da lugar a formación de partículas finas. Si aprovecha las grietas y fisuras hablamos de *macrogelifracción* y el resultado son fragmentos mayores, que pueden ser, incluso, bloques.

Como es lógico, en las fragmentaciones de origen térmico influyen las condiciones climáticas, que provocan los cambios de temperatura y la abundancia de agua.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.3. Red de grietas hexagonales en un terreno desecado tras haber estado cubierto de agua. Ejemplo tomado en la zona protegida de Betania, en Jordania.

3.1.2. *Fragmentaciones de origen hídrico*

El agua en estado líquido es el factor causante de la fragmentación. Se produce por los cambios de volumen que experimentan ciertas rocas al sufrir variaciones importantes de su contenido en agua. Hay rocas, singularmente las de carácter arcilloso, muy hidrófilas, capaces de absorber gran cantidad de agua, hinchándose, para después, al producirse la evaporación y desecación, retraerse a su volumen inicial. La descamación y formación de redes de grietas poligonales son fáciles de observar en terrenos que se secan tras haber estado inundados, por ejemplo. El nombre de este proceso, que alude al agente que lo provoca, es *hidroclastia* (de hidro, agua).

Un caso especial, pero relacionado, es la llamada *haloclastia* (de halos, sal) que tiene lugar cuando el agua tiene un importante contenido en sales, lo que, al producirse la evaporación, da lugar a la formación de cristales, capaces de provocar una considerable tensión en los poros y fisuras de la roca.

3.2. Procesos químicos

Cuando entran en acción determinados procesos químicos, la roca, en contacto con el medio externo, se llega a transformar en su composición mineralógica. La disolución y las alteraciones químicas son los procesos más importantes.

3.2.1. *La disolución*

Se trata, en este caso, de un proceso en que se combinan acciones físicas y químicas, en el cual las moléculas de un cuerpo se disocian en iones por acción de un disolvente, en este caso, el agua atmosférica. Casi todos los minerales pueden llegar a disolverse, en las condiciones adecuadas, aunque resultan mucho más sensibles a este proceso las rocas sedimentarias. La disolución normal es un proceso físico y puede realizarlo el agua pura, afectando, sobre todo, a las evaporitas.

En el proceso de la disolución es muy importante la *constitución mineralógica*, pero también lo es la *porosidad* y *fisuración* de la roca, que permi-

ta la penetración del agua, así como que ésta contenga determinados compuestos químicos, capaces de aumentar el poder disolvente. El *agua acidulada*, es decir, con anhídrido carbónico (CO_2), al entrar en contacto con rocas compuestas de carbonato cálcico (CO_3 Ca), no soluble, reacciona produciendo bicarbonato cálcico [$(CO_3\ H)_2$ Ca] que es muy soluble. En este caso, el proceso es fundamentalmente químico. Es el proceso principal que tiene lugar en la karstificación (tema 9).

Como resultado de la disolución pueden quedar residuos insolubles, como la *terra rossa* mediterránea, que es una arcilla de descalcificación. También se produce el fenómeno a la inversa y, tras la disolución, puede haber *precipitación*, que da lugar a nuevas formaciones, como las estalactitas y estalagmitas calcáreas, y diversas costras y caparazones calizos, yesosos, silicios o ferruginosos.

La importancia y dimensiones que puede alcanzar este proceso se relacionan, además de con la características del roquedo, con las climatológicas, de temperatura y precipitación, e incluso con la abundancia de vegetación, capaz de conservar el CO_2.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.4. Cueva formada por disolución en roca calcárea, con formación de estalactitas y estalagmitas por precipitación. Ejemplo tomado en la cueva kárstica de Postojna en Eslovenia.

3.2.2. *Alteraciones químicas*

Diversas acciones químicas, favorecidas, a menudo, por la disolución, provocan la alteración del roquedo, transformando, al menos, una parte de los componentes minerales de la roca. Como resultado, se produce una descomposición superficial, que penetra incluso, en ocasiones, bastantes metros en profundidad, dando lugar a lo que se denomina *mantos de alteración o alteritas*, deleznables y que están formadas por los minerales iniciales de la roca y por otros nuevos, generados en el proceso.

La **oxidación** es el proceso más común. Es provocada por el oxígeno del aire, al atacar a algunos de los componentes de las rocas, como los carbonatos y sulfuros, transformándolos en *óxidos*. Produce cambios en el color, que a menudo adquiere un tono rojizo, así como en algunas de sus propiedades, como dureza o solubilidad, provocando la intensificación de otros procesos mecánicos. También es frecuente que se forme una pátina superficial, que les dote de mayor dureza.

La **hidrólisis** es la reacción más importante. Consiste en el desdoblamiento de las moléculas en presencia del agua, cuyos iones H^+ y OH^- se combinan con los minerales de la roca. Por ejemplo, en el caso del granito, al combinarse con el feldespato, que es uno de sus componentes, produce caolín, que es un mineral arcilloso. Es de enorme importancia en la alteración de rocas como el granito, basalto y similares, muy abundantes en la naturaleza. La eliminación de la sílice que provoca y la formación de hidróxidos de aluminio y hierro da lugar a la aparición de *costras lateríticas* (de *later*, ladrillo) de notable dureza.

La **hidratación** consiste en la fijación de agua sobre la molécula de un cuerpo, que se convierte en *hidrato*. Actúa sobre rocas compuestas de minerales capaces de fijar las moléculas de agua, que pueden aumentar notablemente su volumen, lo que puede provocar acciones mecánicas. Afecta muy especialmente a rocas como los esquistos y pizarras, y se considera una de las principales causas de desintegración de las rocas ígneas de grano grueso.

3.3. Acciones biológicas

No se debe menospreciar la acción de los *organismos vivos* en el ataque a las rocas. Los animales actúan de varias formas, sobre todo de forma mecánica sobre materiales deleznables, e incluso excavando galerías, que favorecen otras acciones mecánicas. Las plantas, sobre todo por la penetración de sus raíces, facilitan la fragmentación. También se llevan a cabo acciones químicas, por la secreción de ácidos activos de bacterias y raíces. Los líquenes se alimentan de los minerales de la roca y pueden generar un barniz que recubre la superficie. La descomposición microbiana de los desechos vegetales, que se depositan sobre la roca, provoca la formación del *humus* y desempeñan un importante papel en la génesis y evolución de los *suelos*, que se forman sobre el *regolito*, capa que recubre la roca, resultante de la meteorización.

Las fotografías de la figura 10.5 muestran cómo sobre la roca granítica se han instalado plantas cuyas raíces penetran profundamente, ensanchándose conforme avanza el crecimiento de la planta, que llega a adquirir grandes dimensiones, como en el caso del roble de la primera imagen. Nótese que en la segunda imagen se aprecia un cambio en la coloración del granito producido por oxidación.

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.5. Ejemplos de plantas instaladas sobre la roca. Tomados en la Sierra de Guadarrama, valles de La Barranca y la Pedriza del Manzanares, respectivamente.

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.8. Pipkrake. A. conjunto de una zona sometida a este proceso. B. detalle del tamaño de unas columnillas con las partículas de tierra adheridas en la parte superior. Ejemplo tomado en el parque natural de La Pedriza del Manzanares en la Sierra de Guadarrama.

4.2. Desplazamientos en masa

Nos referimos bajo este epígrafe a movimientos que afectan a un volumen considerable de materiales. Las dos formas más importantes de producirse son la solifluxión y el deslizamiento.

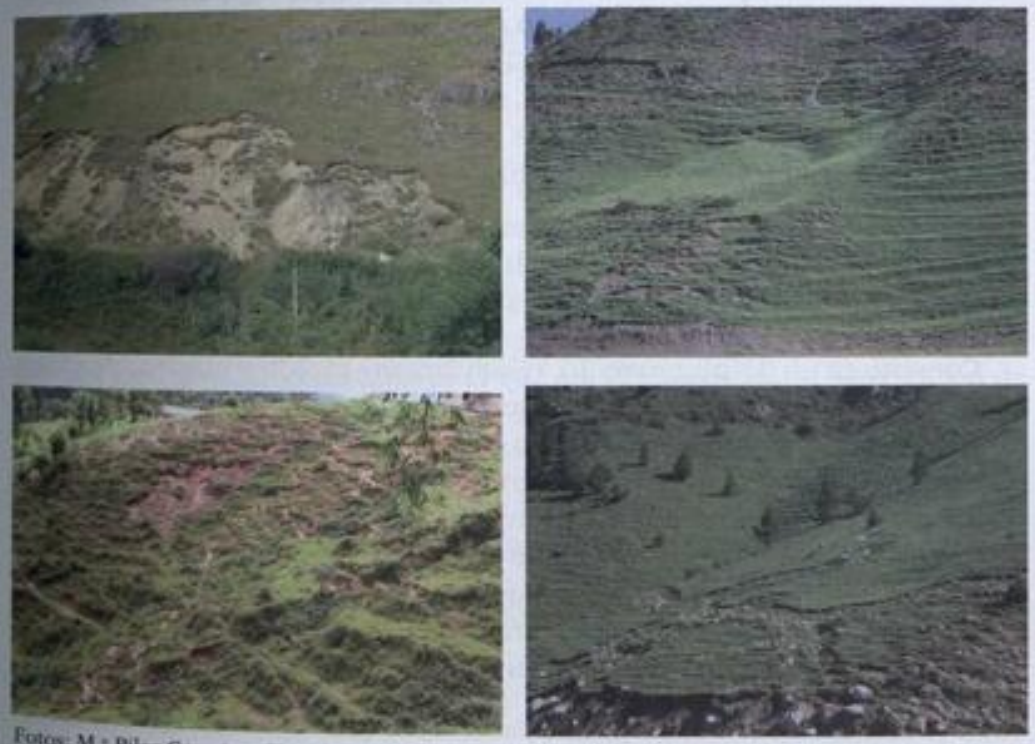
4.2.1. Solifluxión

En este proceso el agua juega un papel esencial. Consiste en el desplazamiento de una masa fangosa, sobre un basamento estable, que resulta de un terreno capaz de embeberse en agua, que se comporta como plástico. El movimiento resulta relativamente rápido, variando la velocidad según el grado de viscosidad del barro.

La solifluxión presenta varias formas:

- *Laminar*, consistente en el descenso lento de una fina capa de barro.
- *En terracillas*, formando a modo de pequeños peldaños escalonados en laderas con bastante inclinación, que recuerdan los senderillos que se forman por el paso reiterado del ganado, por lo que se suele utilizar el nombre de *terracillas de vaca*.
- *Abombamientos de la cobertera vegetal*, producidos por una solifluxión subcutánea, que no sale al exterior por quedar enmarañada en la red de raíces. En ocasiones el abombamiento llega a provocar que el tapiz vegetal se rasgue y el fango salga al exterior.
- En forma puntual, en las laderas son muy característicos los llamados *nichos de solifluxión*, que se producen cuando se desprende una pequeña masa fangosa, dejando una huella en la vertiente, como un talud semicircular, similar a la forma que hace en un flan la incisión de una cuchara para coger una porción del mismo. A partir del nicho se expande una lengua de barro.

La solifluxión es un proceso complejo, que requiere, además de materiales adecuados, agua abundante para que se produzca, y que la cubierta vegetal no sea muy densa. Resulta especialmente importante en áreas de montaña húmeda y en altas latitudes en zonas periglaciares, donde los pro-



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.9. Fenómenos de solifluxión en ladera. Obsérvese la existencia de terracillas de vaca y una lengua de barro. Valle de Arán, Pirineos y región de Katmandú en Nepal.

Todos los procesos de desplazamiento, al actuar de forma más o menos constante, son clave en el desgaste de los interfluvios. Gracias a ellos, el material meteorizado es movilizado al fondo de los valles, desde donde las corrientes fluviales los pueden transportar. En este proceso resulta igualmente clave la actuación de la arroyada.

4.3. La arroyada

Un proceso que podemos considerar situado entre los movimientos de materiales por las vertientes, por elementos y en masa, y la labor erosiva, lineal, que llevan a cabo las corrientes de agua encauzadas, es lo que denominamos *arroyada*.

Se refiere a la labor que realiza el agua que corre sin estar canalizada de forma estable y permanente. Es un fenómeno temporal y se da, no sólo en pendientes de cierta inclinación, sino, incluso, en áreas interfluviales muy poco inclinadas. En realidad, está a medio camino entre la meteorización y los procesos iniciales de desplazamiento por las vertientes y la erosión propiamente dicha, que implica transporte y sedimentación. Su actividad se lleva a cabo en los interfluvios, en contraste con la propia de la dinámica fluvial.

La arroyada se produce cuando el agua, bien procedente de la lluvia, o resultante de la fusión de nieve o hielo, circula libremente por la superficie de la vertiente. Dependiendo de las condiciones, volumen de agua, inclinación, fuerza del agua, etc. adquiere varias formas:

- *Concentrada*, cuando resbala en forma de regueros, que llegan a marcarse profundamente, facilitada por una pendiente considerable y por las precipitaciones fuertes. En este caso, tiende a formar las llamadas *cárcavas*, un modelado que puede ser de dimensiones considerables, a modo de crestas más o menos agudas.
- *Difusa*, cuando el agua discurre en forma de hilillos sinuosos y cambiantes a los que cualquier obstáculo puede desviar, en un flujo discontinuo y más bien lento, cuya capacidad de arrastre se limita a partículas finas, como limos o arcillas. Si el volumen de agua se incrementa en forma considerable, puede llegar a movilizar materiales de gran tamaño.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.11. Efecto de la arroyada sobre una superficie suavemente inclinada. Ejemplo tomado en el parque natural de La Pedriza del Manzanares en la Sierra de Guadarrama.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.12. Cárcavas profundas producidas por la arroyada. Ejemplo tomado en el entorno de la localidad aragonesa de Daroca.

- *Laminar*, cuando el agua resbala formando un manto continuo, como una delgada película que posee una cierta turbulencia, cargada de elementos en suspensión, que barre la superficie arrastrando y distribuyendo elementos sueltos de diversos tamaños. Con frecuencia se utiliza para nombrarla el término inglés *sheet flood*.

La arroyada se produce en todas las regiones, aunque varía en modalidad e intensidad. En las zonas áridas y secas hay notables ejemplos de su actuación, aunque se reduce a espacios muy concretos si la escasez de precipitaciones es muy acusada. En regiones templadas, salvo localizaciones de montaña, no es muy destacable, dada la moderación de las lluvias y la cubierta vegetal. En las zonas frías, y en la tropical húmeda, tampoco resulta muy importante, por razones distintas, mientras que en el primer caso el suelo está mucho tiempo helado, en el segundo se encuentra permanentemente saturado, de modo que sólo es posible una arroyada difusa, en la mayoría de los casos.

Como resultado de la arroyada se da una acción morfogenética importante, en la que se encuentran ya todos los elementos que caracterizan a la erosión propiamente dicha, con *ablación, transporte y sedimentación*. Cuando actúa de forma concentrada es *erosión lineal*, que forma cárcavas y pequeños barrancos (los llamados con terminología inglesa *bad lands* o

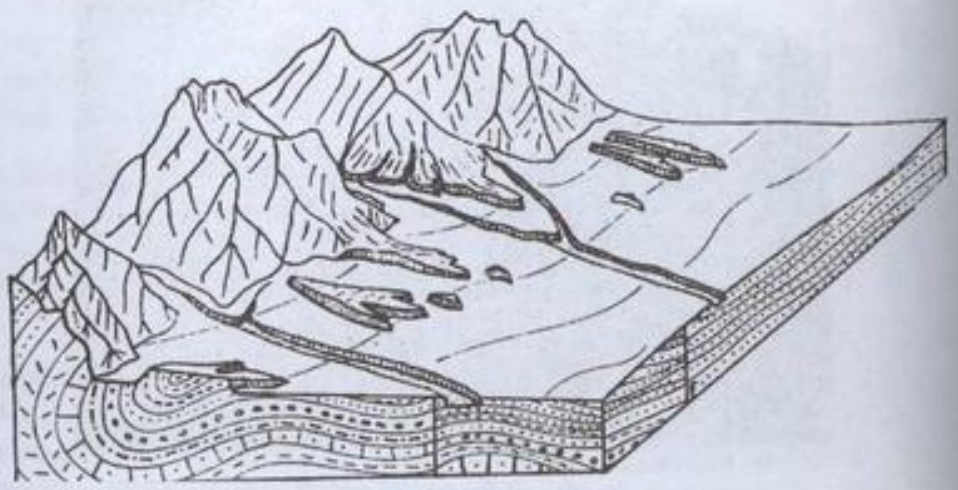


Figura 10.13. Esquema representando un glacis de erosión. Tomado de Viers, G. «Elementos de Geomorfología» Oikos Tau 1983.

malas tierras). Cuando es difusa, provoca la aparición de una red de pequeños surcos poco profundos y, si llega a trasladar elementos de cierto calibre, forma pedregales.

La acción de la arroyada en las formas laminar y difusa tiene como resultado el modelado de unas rampas al pie de zonas de relieve importante. Son los denominados *glacis*, formas suaves de muy poca pendiente, que se forman sobre la propia roca que constituye el relieve destacado, o sobre materiales detríticos, acumulados al pie de aquél. En el primer caso se denominan *glacis rocosos* (antes se utilizaba el término *pediment* o *pedimento*) y en el segundo se habla de *glacis de acumulación* (o *detríticos*), e incluso pueden combinarlas dos formas, denominándose entonces *glacis mixtos*.

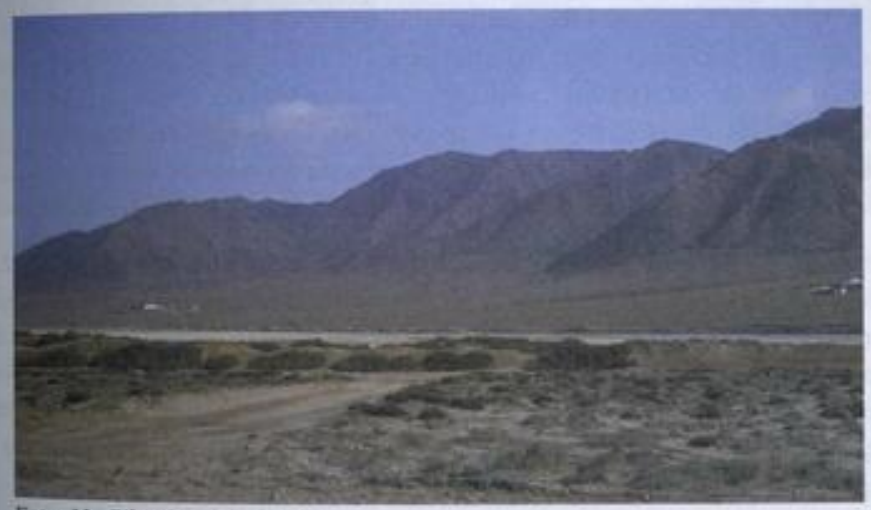
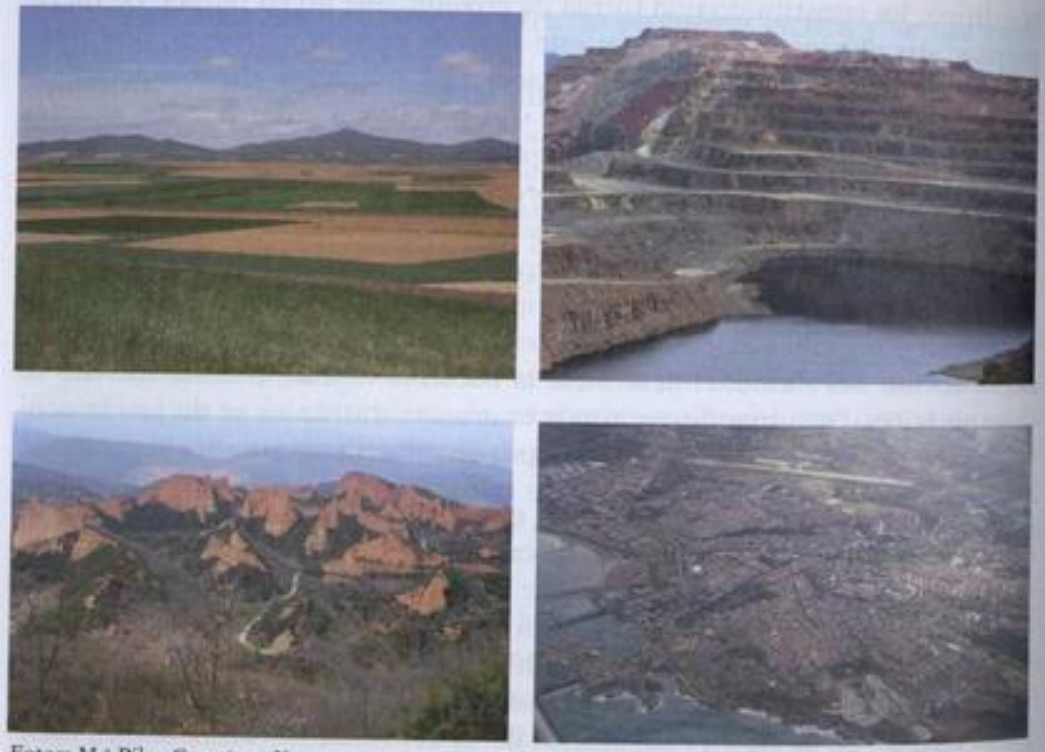


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 10.14. Glacis. Almería

El hombre, a través de los medios técnicos que posee, cada día más numerosos y potentes, provoca una modificación de los componentes del medio natural, que produce graves desequilibrios.

La explotación agraria es, sin duda, la causa principal de erosión antrópica. La primera causante de la degradación de la vegetación espontánea. Naturalmente, la influencia de la agricultura, en el deterioro y en la erosión, depende de los sistemas agrícolas y las estructuras agrarias de cada tiempo y lugar, que resultan de una compleja combinación de factores socioeconómicos. Los avances históricos no han hecho sino incrementar los efectos. La agricultura de mercado, especulativa, es mucho más agresiva que la tradicional, de subsistencia y, probablemente, lo será mucho más, si triunfa definitivamente la utilización de biocombustibles.



Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figura 11.2. Algunos ejemplos de las acciones humanas que afectan al medio físico. Cultivos de campos abiertos en Aragón. Desmontes para explotación minera de época romana en Las Médulas de León. Explotación minera a cielo abierto de Ríotinto en Huelva. Ciudad construida en la costa, Melilla.

Las causas de erosión antrópica vinculadas a la agricultura son muchas, pero no las únicas. La construcción de todo tipo de infraestructuras, de equipamientos, sin hablar de las explotaciones mineras, realizadas por los hombres desde tiempos remotos, pero derivadas, sobre todo, de las necesidades de las economías industriales, da lugar a desequilibrios, degradaciones y destrucciones de notable importancia.

No obstante, la erosión antrópica, que tiene grandes consecuencias para la vida humana, no llega a tener incidencia destacable en la modificación del aspecto del relieve. Provoca huellas más o menos superficiales, de detalle, que aparecen superpuestas a los efectos de las combinaciones de procesos morfogenéticos realizados por los factores naturales.

2. DINÁMICA Y MORFOGÉNESIS FLUVIAL

Al igual que a Davis, a la mayoría de las personas les resulta muy familiar asociar la idea de erosión a la acción de un río, de una corriente de agua encauzada, que marca una incisión en el terreno, discurriendo por la parte más baja de un valle, transportando y acumulando materiales a lo largo de su recorrido. De hecho, Davis basaba la formación del relieve terrestre en la combinación entre la *erosión areolar*, es decir la producida en los interfluvios, donde se inicia la disgregación y el desplazamiento de los materiales rocosos, en forma de partículas y la *erosión lineal*, es decir la que se produce a lo largo del cauce de los ríos, en los lechos, que tienen un papel esencial en el transporte y evacuación de los materiales.

Las aguas corrientes completan el *ciclo hidrológico* de la superficie terrestre. Todas las áreas continentales que reciben aportes de agua líquida, en cantidad suficiente y con continuidad, poseen corrientes permanentes de agua, ríos, que ejercen un papel decisivo en la génesis del relieve. Prácticamente la totalidad de la superficie continental cuenta con aguas corrientes, incluso las grandes zonas desérticas, donde existen ríos que, originados en otro lugar, las atraviesan y donde, también actúan, con formas específicas y a veces a intervalos de tiempo muy grandes. Sólo son excepción a la presencia de dichas corrientes las regiones permanentemente

cubiertas de hielos, en las latitudes altas y en las zonas más elevadas de determinadas montañas.

La labor erosiva de las aguas corrientes se lleva a cabo por la arroyada elemental, que vimos en el apartado de dinámica de vertientes, por los torrentes, los uadis y los ríos propiamente dichos, que constituyen los diversos modos de circulación del agua.

2.1. Torrentes y uadis

Si no existe aporte de agua procedente de *fuentes*, la circulación resulta esporádica, entre los períodos de lluvia, siendo la actividad *espasmódica*. Es el caso de torrentes y uadis.

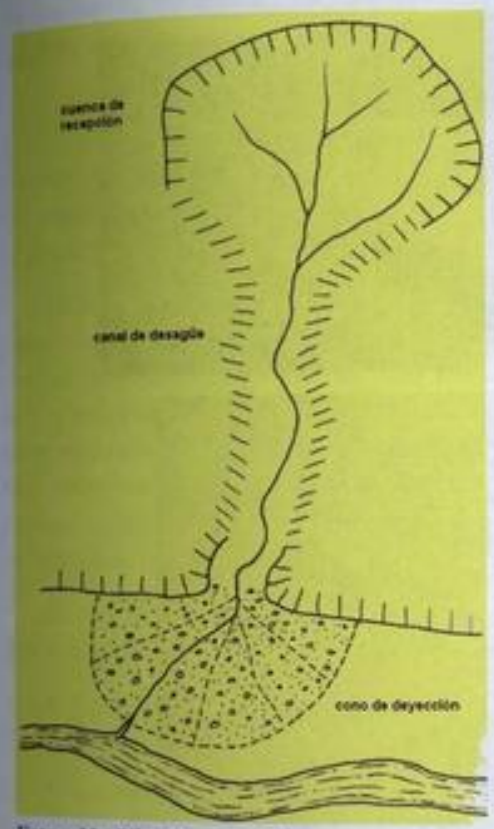
Un **torrente** es un curso de agua corto, que circula por un cauce fijo, de acusada pendiente y de forma temporal. Su principal característica es ser *episódico*, pudiendo quedar seco durante parte del año.

El torrente es sencillo en su configuración. Consta de tres partes bien diferenciadas:

- *Cuenca de recepción*. Es la parte alta, con forma de embudo. Se forma en las laderas, donde se concentra el agua desde los barrancos. Cada aporte de lluvia la hace ensanchar y profundizar. La labor de erosión dominante es la *excavación*.
- *Canal de desagüe*. La zona media, inscrito en una garganta. Allí se da la excavación y erosión lateral, pero predomina el *transporte*.
- *Cono de deyección*. Cuando se suaviza la pendiente al llegar al valle principal, el torrente pierde velocidad, comienza a *depositar la carga* transportada y sobre ella el agua se reparte en *canales divergentes*.

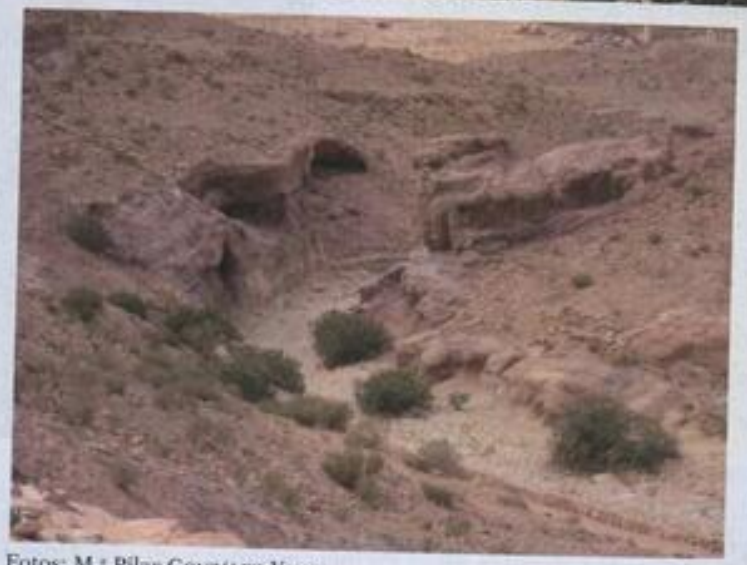
En los lechos torrenciales, la casi totalidad de la actividad de modelado se produce durante la crecida, cuando el flujo, dada la fuerte pendiente, se hace extremadamente turbulento, pudiendo movilizar grandes bloques. En la cabecera del torrente también es muy activa la acción erosiva, de modo que, poco a poco, va desplazándose en sentido opuesto a la corriente, dando lugar a una *erosión remontante*.

Los **uadis** son cursos de agua intermitentes, propios de regiones áridas, que se concentran en lechos bien definidos, al menos en parte de su recorrido, por cuyo fondo circulan canales anastomosados (del griego anastomosis, que significa bifurcación) rodeados de bancos de piedras o arena, en los que puede desarrollarse una vegetación de carácter estepario. Pueden organizarse en redes, que aparecen más o menos desdibujadas. Hacia la parte baja, las orillas se van atenuando, terminando por desaparecer, quedando transformado el uadi en un conjunto de canales. En algunos casos



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.3. Dibujo esquemático de las partes que componen un torrente. Ejemplos reales de torrentes en el Pirineo español y en Los Alpes italianos.



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.4. Ejemplos de cursos de agua intermitente, uadis, en Namibia (a) y Jordania (b) durante la época seca, en los que se aprecia la aparición de cierta vegetación esteparia.

llegan al mar, manteniendo un caudal permanente, aunque débil, pero la mayor parte terminan en depresiones cerradas, desapareciendo por infiltración.

2.2. Los ríos

Los ríos son corrientes de agua permanente, que circula por un lecho y se organiza en redes, realizando una labor de erosión, transporte y acumulación.

La actividad del río y sus características están condicionadas por factores de carácter físico y biogeográfico. Los factores físicos en buena parte determinan el caudal y el régimen del río. Los principales son, no obstante, los factores climáticos, dado que el río se alimenta de las precipitaciones.

El río recibe las precipitaciones de su *cuenca*. De ellas, una parte se evapora y otra se infiltra en el terreno, desde donde puede llegar al río a través de las *fuentes*. El *caudal* del río resulta, por tanto, de la suma del agua de las precipitaciones, más la aportada por las fuentes, menos la infiltración y la evaporación. La evaporación, al depender de la temperatura, puede resultar muy variable a lo largo del año, al igual que las precipitaciones. Las zonas templadas presentan las mayores variaciones, mientras que en las tropicales, la variabilidad a lo largo del año es muy reducida.

Otros factores físicos fundamentales, que afectan a las características del río, se relacionan con el relieve y las características del roquedo:

- La *altitud* condiciona las características climáticas, y consiguientemente el volumen y forma de las precipitaciones.
- La *pendiente* incide en la velocidad y capacidad de carga que el río pueda transportar, mayores cuanto más inclinación.
- La *exposición a los vientos* también afecta a la posibilidad de precipitaciones y, por último,
- La *naturaleza del roquedo* influye doblemente, en función de su permeabilidad, que puede actuar como regulador de la corriente y por determinar las características de los materiales que el río transporte.

La *vegetación*, por su parte, es el principal *factor biogeográfico* que incide en el río, además de interceptar parte de la precipitación, actúa regulando los aportes y frenando las crecidas.

De nuevo tenemos que referirnos, también, a *la acción del hombre*, que, de forma voluntaria o involuntaria, directa o indirecta, interviene en los

ríos. La roturación y puesta en cultivo de tierras, la tala de bosques, construcción de embalses, canalizaciones, desviación de cursos, contaminación, etc., serían algunos ejemplos de la acción del hombre sobre los cursos de agua.

Nociones básicas de dinámica fluvial

La labor del río como agente erosivo depende en buena parte de las características de la *dinámica fluvial*. La capacidad erosiva depende de la potencia, que a su vez depende del caudal y de la velocidad. El caudal, por su parte, está condicionado por las precipitaciones (clima) y por las características de la cuenca que drena. La velocidad lo está por el relieve, la carga transportada y la forma del lecho fluvial.

El *caudal* es la cantidad de agua que lleva el río en un punto y momento concreto de su recorrido. Se expresa en m^3 por segundo, lo que constituye el *caudal absoluto* y en m^3 por segundo y por km^2 de cuenca, que es el *caudal relativo*. El caudal no permanece fijo y estable, sino que puede manifestar una irregularidad, no sólo de unos años a otros, sino incluso en el mismo año. A lo largo del año, el río puede llevar mucho caudal, lo que se llama *aguas altas*, o, por el contrario poco, es decir, *aguas bajas*. Estos constituyen valores medios. Por otro lado, puede experimentar aumentos y disminuciones de caudal, máximos y mínimos puntuales, que representan *crecidas* y *estiajes*. Las variaciones de caudal repercuten de forma directa en la actividad erosiva del río.

Vinculados a las características del caudal están la ponderación y la regularidad de un río. La *ponderación* se refiere a la oscilación entre las altas y las bajas aguas del río, calculada a partir de los valores medios de caudal de cada mes. También se puede referir a la diferencia entre crecidas y estiajes. La *regularidad* se calcula dividiendo el caudal medio más alto de un período de tiempo, que suele ser de varios años, por el más bajo del mismo período. Un resultado de 2 significa que el año de caudal más alto representaba el doble que el de más bajo, si es 3 el triple y así sucesivamente.

La *velocidad* a la que corre el agua se mide en metros por segundo. No es igual en todos los puntos del cauce, sino que es mayor en el centro de la corriente y menor en el fondo y los laterales. La velocidad varía en función del caudal y de la pendiente y también de la configuración de canal y del lecho.

Velocidad y caudal condicionan la *potencia erosiva* del río. Hay, no obstante que distinguir entre potencia bruta y potencia neta.

Potencia bruta es la capacidad total del río para erosionar. Sin embargo, actúan ciertas fuerzas, que tienden a reducirla (entre ellas: el rozamiento de la propia agua y de la carga que lleva, contra las paredes y fondo del lecho; el choque entre las partículas, etc.) de modo que lo que queda como capacidad efectiva para erosionar, es lo que constituye la *potencia neta*, que consiste en la potencia bruta menos la suma de los efectos de las fuerzas inhibitorias. Así, cuando las fuerzas inhibitorias son menores que la potencia bruta, el río excava. En cambio, si son mayores, el río sólo puede depositar los materiales transportados y, si hay un equilibrio entre ambas, el río sólo transporta. Los ríos tienden a buscar este equilibrio, lo que constituye una de las leyes fundamentales de la dinámica fluvial.

Un último aspecto a considerar, importante para la labor erosiva del río, es que el flujo del agua puede ser laminar y turbulento. *Laminar* es cuando el agua discurre en forma de láminas ordenadas, paralelas al fondo. Es propio de ríos tranquilos, que discurren por un lecho estable y uniforme. *Turbulento* es cuando el agua forma torbellinos, que pueden ser horizontales o verticales y de muy diversos diámetros. Los movimientos turbulentos son muy activos en las crecidas y revisten gran importancia, ya que son la causa de la mayor parte del trabajo erosivo que el río realiza.

2.2.1. Redes y regímenes fluviales

Los cursos fluviales se organizan en **redes** jerarquizadas y estructuradas, que aseguran el drenaje de una cuenca. La *cuenca hidrográfica* es la superficie de terreno cuyas aguas afluyen a un mismo río. Los límites de la cuenca están en las *divisorias de aguas*, que son las líneas que marcan el límite entre las aguas que van a un río y las del adyacente.

El río se forma con la concentración de las aguas de escorrentía de toda su cuenca, que le llegan de forma directa, a través de la superficie, y de forma indirecta, a través de la escorrentía subterránea. Hay que hacer una distinción entre lo que se considera la *cuenca teórica*, que comprende todos los drenajes, aunque estén secos, y la *cuenca circulante*, que se refiere a la que está recorrida por ríos activos.

Las redes de drenaje están formadas por un *colector principal* y una serie de *afluentes*, y su importancia jerárquica se mide por la importancia y número de elementos que la componen, hasta el nivel de afluentes que ya no tienen tributarios propios.

Las formas de las redes de drenaje son muy variadas. Desde las muy jerarquizadas a las anárquicas, de tipo paralelo, reticuladas, radiales, rec-

tangulares, etc. Muy característica es la dendrítica, en la que la red de afluentes dibuja una forma arborescente, de carácter irregular. El trazado, en buena medida, está condicionado por la estructura geológica, por la litología y la tectónica, además de por el libre desarrollo del flujo del agua.

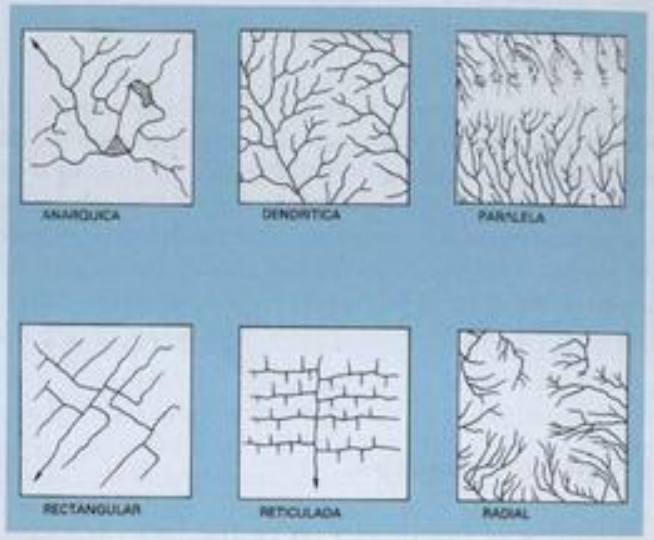


Figura 11.5. Esquema de una red hidrográfica y varios tipos de redes. Mapa de las grandes cuencas hidrográficas de la Península Ibérica.

Los ríos presentan lo que se denomina **régimen fluvial**, según como sea su alimentación predominante, y que caracteriza la forma de producirse las oscilaciones del caudal a lo largo del año. Los tres regímenes principales, según Pardé son:

- *Glaciar*, propio de zonas de alta montaña, donde hay nieves perpetuas y glaciares, recibe la mayor parte de las precipitaciones en forma de nieve, teniendo aguas bajas en invierno y aguas altas tras la fusión de las nieves, con caudales muy altos durante unas semanas.

- *Nival*, bastante similar, pero con matices. Hay *nival de montaña*, que se diferencia del anterior en que los máximos de caudal son en torno a junio, antes que en el glaciar, porque la nieve acumulada por debajo del nivel de las nieves perpetuas funde antes. En zonas de llanura de climas fríos continentales también la fusión de las nieves caídas durante el largo invierno es la principal fuente de alimentación. Se produce en primavera, cuando también puede haber fuertes lluvias, que puede provocar crecidas catastróficas.

- *Pluvial*, que tiene en las precipitaciones líquidas su fuente de alimentación principal. Según el clima imperante se puede distinguir el régimen *pluvial oceánico*, con altas aguas en invierno, cuando las precipitaciones son mayores, y *pluvial tropical*, que puede presentar gran oscilación anual de caudal, cuanto más se acuse la existencia de estación seca, lo que no ocurre si la zona por la que el río transcurre es de clima ecuatorial, con lluvias a lo largo de todo el año. En zonas de clima mediterráneo también se da un régimen pluvial, con aguas bajas, e incluso períodos de cauces secos, en verano, cuando a la sequía estival característica se suma la fuerte evaporación.

En general, los ríos, sobre todo los más importantes, de grandes cuencas y largos recorridos, suelen presentar *regímenes complejos*, puesto que atraviesan zonas de distintas características climáticas y reciben afluentes diversos, que modifican sus características.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.8. Río pirenaico durante la estación invernal, con aguas bajas, en el que se observa los cantos acumulados en el lecho.

Formas de modelado resultante de la acción erosiva fluvial

Los ríos circulan concentrados en un *lecho*, que es la parte más excavada de los valles o depresiones drenadas. Las dimensiones del lecho se relacionan con el caudal que ha de drenar. En él se distinguen varias partes:

- *Lecho mayor*. Es el lecho máximo que puede ser ocupado por el agua. Dentro de él, en períodos de aguas altas, éstas ocupan lo que se denomina el *lecho mayor periódico*, que tiene un perfil alomado por los llamados *resaltes de ribera*, que marcan los límites del lecho menor. Sólo, cuando excepcionalmente se producen grandes crecidas, se ocupa todo el lecho mayor, de forma episódica. También se le denomina *lecho de inundación*, *llanura de inundación* o *llanura baja aluvial*. Suele estar cubierto por limos y por vegetación, e incluso cultivado y, topográficamente, es apenas perceptible.
- *Lecho menor*, llamado también *lecho ordinario*, es la parte donde se concentran las aguas de estiaje. Delimitado por las márgenes o resaltes de ribera. Suele estar accidentado por aluviones y depósitos de cantos rodados.
- *Canal de estiaje*. Es el sector siempre sumergido. Presenta dentro del lecho un trazado sinuoso, que presenta en cada curva un sector más profundo, llamado *surco*.

Figura 11.9. Corte esquemático de un lecho fluvial.

El fondo del lecho está constituido por la roca *in situ*, que normalmente está cubierta por materiales que el río ha transportado, de modo que sólo se muestra al descubierto en las márgenes y en algunos afloramientos.

Desde el nacimiento a la desembocadura el río va modelando un perfil, cuya pendiente va disminuyendo aguas abajo. Este *perfil longitudinal* dibuja una curva cóncava hacia el cielo, accidentada por diversas rupturas de pendiente. A lo largo del recorrido el río va disminuyendo su pendiente, según va aumentando su caudal, por las sucesivas aportaciones de otros ríos afluentes. Al tiempo, aumenta la profundidad y anchura del lecho y disminuye la carga que transporta. En su evolución el río tiende a un objetivo inalcanzable, el de conseguir el *perfil de equilibrio*, que podríamos definir como una curva perfectamente regularizada, de modo que en cada punto se diera el equilibrio perfecto entre la capacidad de transportar la carga y la de acumulación y así, el río fuera capaz de transportar toda la carga procedente del curso alto, sin excavar, ni depositar. En último término invertiría toda su energía en vencer el rozamiento, sin erosionar, transportar ni depositar. A lo largo de su evolución, el perfil va tendiendo a la búsqueda del

a

b

c

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.11. Ejemplos de cauces móviles a) calibrado, en el Valle de Daar (Marruecos) b) meandriforme, en la región de Gondar de Etiopía y c) anastomosado, en el Nilo Azul en la región de Bahar Dar en Etiopía.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

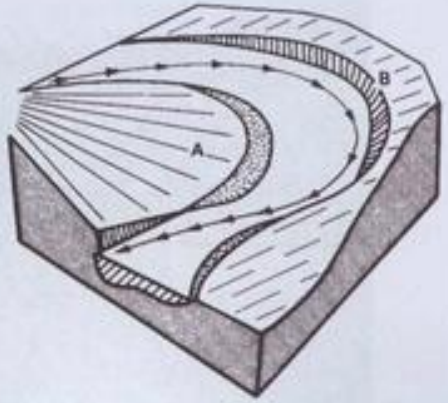


Figura 11.12a. Río Mendere en Turquía, del que procede el nombre de meandro. b. Esquema de meandro A orilla convexa, de suave pendiente, en la que el río deposita y B, orilla cóncava, de abrupta pendiente, en la que el río excava.

En cualquier curso de agua hay una lámina de máxima velocidad donde el flujo es mayor. Si la escorrentía es rápida y agitada, la lámina de máxima velocidad se hace ondulante y se acerca a una y otra margen alternativamente, impactando en ellas en puntos diversos. En la zona donde impacta, ejerce una labor de zapa, excavando, mientras que en la margen de enfrente, donde la velocidad es menor, se produce una acumulación de materiales, que alcanzan un volumen equivalente al del material excavado en la margen opuesta. El lecho, creciendo por un lado y reduciéndose por el contrario, tiende a curvarse, sin cambiar su anchura.

Dependiendo de la actividad de los meandros puede producirse un equilibrio, quedando como elementos estables del río, o reactivarse incrementando su labor erosiva, hasta exagerar tanto la curvatura, que dos meandros sucesivos llegan a unirse, quedando estrangulado el trazado, de modo que el primitivo meandro, cuya curvatura se hizo muy pronunciada queda «abandonado» por la corriente.

Los meandros sólo se desarrollan en terrenos suficientemente deleznables. La mayor parte de los lechos de meandros se forman sobre las zonas resultantes de la sedimentación de los ríos, es decir sobre *llanuras aluviales*. Cuando aparecen encajados en rocas coherentes es porque proceden de la profundización de meandros libres formados anteriormente.

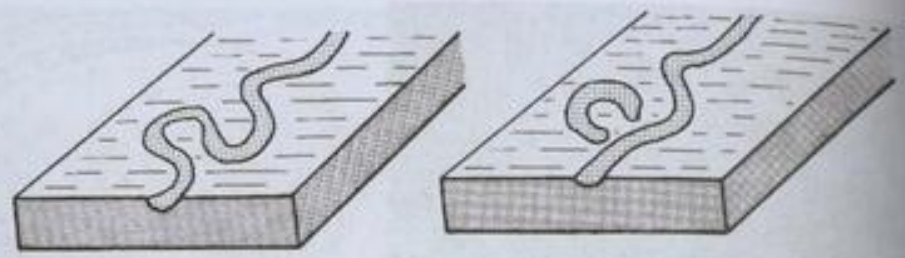


Figura 11.13. Formación de un meandro «abandonado».

En el lecho del río, en su curso alto y medio se dan accidentes llamativos cuando se ha de salvar un brusco desnivel. Son los **saltos de agua**. Si son de grandes dimensiones y se desarrollan en una serie de peldaños conforman *cascadas* y si son de gran desnivel y con mucho caudal, *cataratas*. Se forman como consecuencia de la tectónica (por fallas) por cambios del nivel de base del río, o por diferencia de dureza en los materiales. Con el tiempo tienden a retroceder aguas arriba y a suavizarse por efecto de la erosión vertical del río, pudiendo sufrir desplomes por horadamiento de la base del escalón. Si la erosión es fuerte tienden a desaparecer y el río adopta la forma de *rápidos*, deslizándose con carácter torrencial.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.14. Cascada en la zona de los arribes del Duero.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.15. Cataratas del Nilo Azul en Etiopía.

Las formas producidas por acumulación

Como resultado de la actividad fluvial, al superarse la carga límite que puede transportar el río, se forman varias construcciones aluviales.

Los ríos son agentes capaces de transportar materiales de las zonas altas a las bajas. Los materiales, de calibres muy variados, sólo llegan en parte hasta las regiones oceánicas, quedando el resto depositado en los continentes. Se denomina *aluviones* a los depósitos fluviales constituidos por partículas desgastadas, de calibres medios y gruesos, depositados por los ríos en áreas continentales.

3.2 Principales formas litorales de erosión

Como en todos los procesos erosivos hay que diferenciar las formas de desgaste y las de acumulación de materiales.

3.2.1. Formas de ablación

Resultado de la acción destructora del mar sobre el relieve costero destacan dos formas principales: acantilados y plataformas de abrasión.

El **acantilado** es un escarpe litoral modelado por la acción marina. Se presentan sobre todo en costas de zonas montañosas, volcánicas, en macizos antiguos y en afloramientos de rocas duras en cuencas sedimentarias. La notable variedad que presentan depende del tipo de roca, de su estructura geológica y de la forma de modelado.

Tienen siempre una considerable pendiente y su altura varía desde unos pocos metros hasta varios centenares. En la base muestran una clara línea de ruptura, que da paso a una plataforma rocosa.

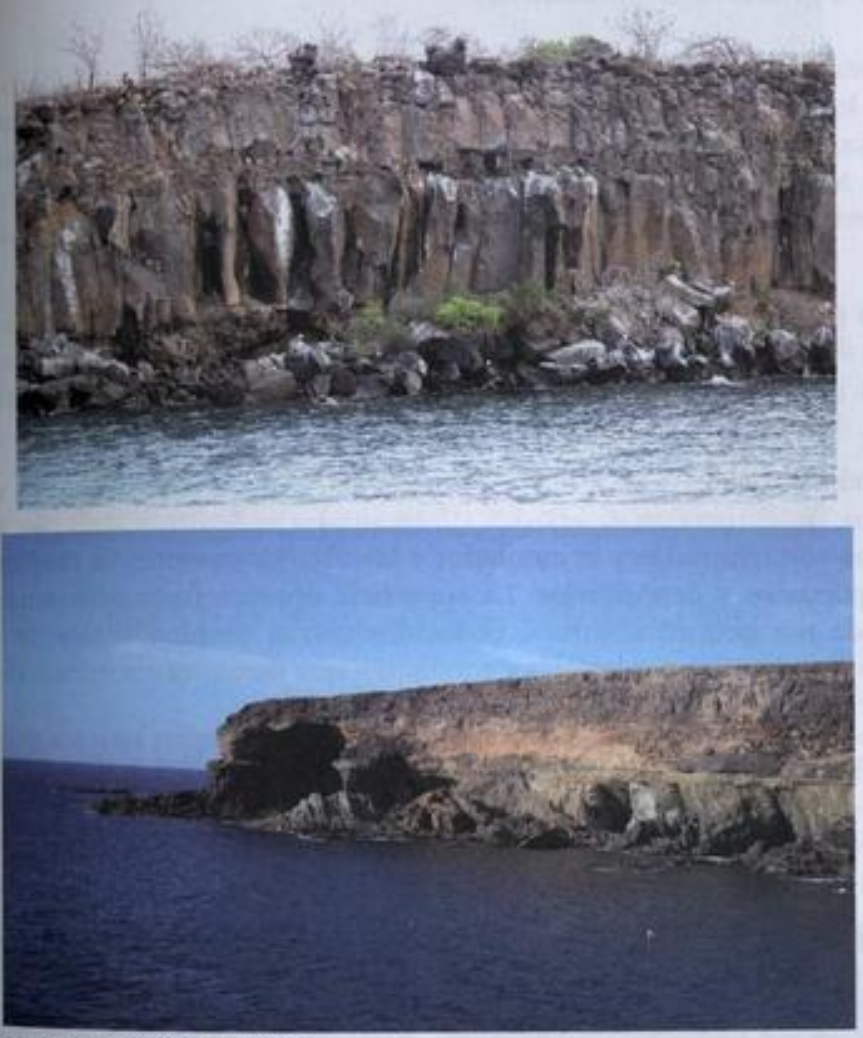
Hemos de distinguir entre acantilados *vivos y muertos*, según que estén siendo batidos por el agua y sigan retrocediendo, o que queden ya algo separados, por la acumulación de sus propios materiales erosionados, que no han sido evacuados por el mar.

Los *falsos acantilados* son los que tienen un origen ajeno al efecto del mar, por ejemplo la parte levantada de un bloque fallado. En este caso sólo están modelados por el mar en la base.

Las **plataformas de abrasión** se desarrollan al pie de los acantilados, en la zona comprendida entre la pleamar y la bajamar, donde actúan las olas.

Tienen forma de rampa, de anchura variable, con una pendiente que depende del calibre de los materiales. No suelen ser completamente lisas, sino accidentadas por resaltes, escalones y acanaladuras y con frecuencia terminan en una terraza de acumulación, sobre la que puede desarrollarse una playa.

Las dos formas van unidas. En su génesis interviene directamente el mar, combinando la acción mecánica con la química, ayudada por las



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.17. Acantilado vertical en roca volcánica. Islas Galápago. Costa acantilada en Fuerteventura.

características de la roca (fisuras, esquistosidad...). A menudo, por el horadamiento de la base del acantilado se producen derrumbamientos, que dan lugar a acumulación de bloques al pie del mismo. Pueden desarrollarse a notable velocidad, según sean las condiciones del clima, dinámica marina y de la propia roca.

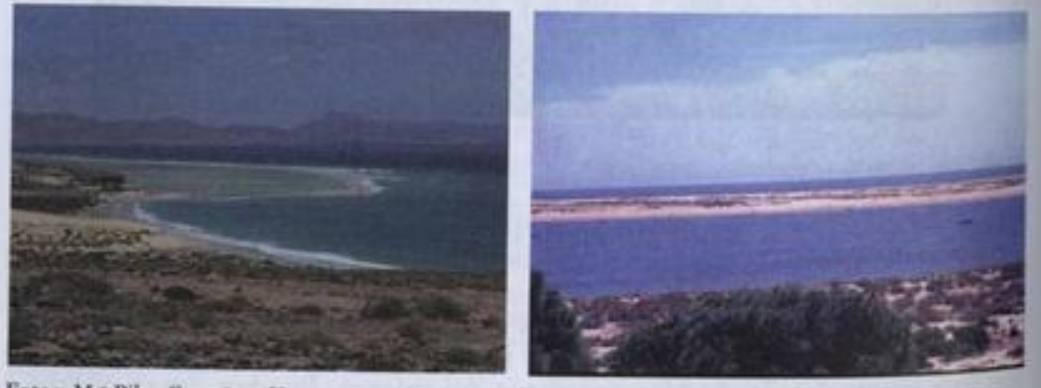
3.2.2. *Formas de acumulación*

Son originadas por la sedimentación marina, resultante del balance entre los materiales que llegan a la costa y la capacidad de las corrientes de transportarlos mar adentro y, en otros casos, por la acción de organismos vivos, animales y vegetales, que fijan los minerales que utilizan para su crecimiento. Aunque son más frecuentes en costas bajas, no son exclusivas de ellas.

La **playa** es la forma más común. Se forma por acumulación de materiales detríticos. Las más importantes se forman en mares con mareas acusadas, pero también las hay en los que las tienen débiles y hasta en algunos lagos. Aparecen en todos los mares y en todas las latitudes.

Todas las playas están formadas por materiales, arenas, gravas y cantos sueltos, que proceden de aportes continentales de los ríos, que por acción marina son triturados y acumulados y las olas y corrientes se encargan de transportarlos y depositarlos. La superficie aparece frecuentemente accidentada por pequeños surcos, conocidos con el término inglés de *ripple-marks*, producidos por las olas y corrientes, que tienen extraordinaria movilidad.

Presentan un perfil transversal ligeramente cóncavo y una pendiente suave. Una parte está siempre cubierta por el agua y afectada por el oleaje, mientras que otra sólo se cubre en la marea alta. Por la parte de tierra suele



Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.18. Playa de arena en costa baja (Fuerteventura) y cordón litoral (Huelva).

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.19. Surcos en la arena de la playa. Cádiz.

culminar en una pequeña elevación, llamada *cresta de playa*, donde se acumulan los materiales más gruesos, aportados por las olas de temporal. Detrás puede haber un acantilado o una zona de dunas. En este caso son construidas por el viento, favorecido por la escasa vegetación. Son móviles, aunque con tendencia a ser fijadas, si la vegetación prospera sobre ellas.

Hay varios tipos de playas, desde las adosadas a la costa, algunas *en forma de arco*, entre promontorios rocosos, en ensenadas abiertas, que suelen ser muy duraderas. En cambio, las *rectilíneas*, al pie de acantilados, se desplazan con facilidad, movidas por las corrientes. Se forman playas al abrigo de cualquier obstáculo, como islotes o escollos, desarrollándose en la cara opuesta a la dirección de la corriente. Forman las llamadas *colas de cometa*, a partir de un escollo o, en caso de islotes cercanos a la costa, pueden formar *tómbolos*, que sirven de unión entre el islote y la tierra firme.

También se dan acumulaciones de arena separadas de la línea de la costa, en costas bajas de zonas llanas. Se forman por efecto del arrastre de materiales provenientes de las playas adosadas, arrastrados por las corrien-

tes de retorno, que al alcanzar un punto se acumulan y constituyen fondos elevados, donde rompen las olas. Están sumergidas, pero si hay aportes importantes llegan a aparecer en superficie. Constituyen las *barras costeras*. Unas son oblicuas a la costa, unidas por un extremo (flechas), a veces llegan a cerrar una bahía, convirtiéndola en laguna, que, no obstante suele mantener una abertura (*grao*) con el mar abierto. Las de mayor extensión, paralelas a la costa, que alcanzan varios kilómetros son los llamados *cordones litorales*.

En la costa se sedimentan también limos, materiales muy finos, controlados por las mareas, que dan lugar a la formación de **zonas pantanosas y marismas**. Se trata de limos diversos, viscosos y de composición principalmente arcillosa, ricos en hierro y materia orgánica, que proceden de la erosión marina sobre la costa y de aportes de los ríos. Forman una llanura baja en los fondos de bahía y en zonas más o menos resguardadas. La parte más exterior es pantanosa y puede cubrirse con la marea, En regiones tropicales se forman en estas zonas los *manglares*, con árboles de enormes raíces, que les permiten permanecer en el agua.

La *marisma* es una llanura de acumulación litoral, que es susceptible de ser explotada agrícolamente. Se caracteriza por ser más elevada en la zona

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.20. Marismas de Doñana en Huelva.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.21. Manglar en las Islas Galápago.

próxima al mar, que en la interior, con lo que se dificulta la evacuación de las aguas continentales, que se estancan y desarrollan turberas. El hombre ha actuado tradicionalmente sobre estas tierras, que trata de aprovechar económicamente, «ganando» terreno al mar. Especialmente conocido es el caso de los *polders* de Holanda.

La desembocadura de los ríos es especialmente interesante. Allí se encuentran las aguas dulces continentales, que llegan con mayor o menor turbulencia y aporte de materiales, con las aguas marinas, afectadas por olas, corrientes y mareas.

Los **deltas** son formaciones originadas por acumulación de materiales en la desembocadura de ríos caudalosos, sólo modeladas por acción marina en su borde externo. Su evolución es compleja. Los elementos más gruesos que el río transporta son depositados cuando la corriente, al llegar al mar pierde velocidad. Van formando capas de fondo y frontales sobre las que, ya de forma subaérea, se depositan las capas superiores.

Los **estuarios**, desembocaduras en las que el río forma un gran canal, flanqueado por acumulaciones sedimentarias, se forman sólo en mares de grandes mareas, pudiendo alcanzar extensiones kilométricas (Amazonas).

Presentan formas variadas, limitados unas veces por escarpes rocosos y otras por zonas bajas de acumulación. Siempre se produce en ellos la sedimentación en los márgenes del canal, afectada directamente por las mareas y no suele ser homogénea.

Los **arrecifes coralinos** constituyen la última forma de acumulación, que en este caso procede de restos de seres vivos. Son acumulaciones de esqueletos de animales que viven en colonias. El armazón está formado por políperos y en las partes vivas coexisten numerosas asociaciones de animales y plantas interdependientes, que contribuyen a la formación del arrecife. Es una compleja biocenosis (comunidad de animales y vegetales que comparten unas mismas condiciones de vida, en un lugar dado) que tienen unas exigencias muy estrictas: aguas a temperatura que no descienda de 18 °C, claras, bien oxigenadas, con luz y con una salinidad que no esté por debajo de 27 por mil. Por tanto, sólo son posibles en mares tropicales, salvo que estén recorridos por corrientes frías.

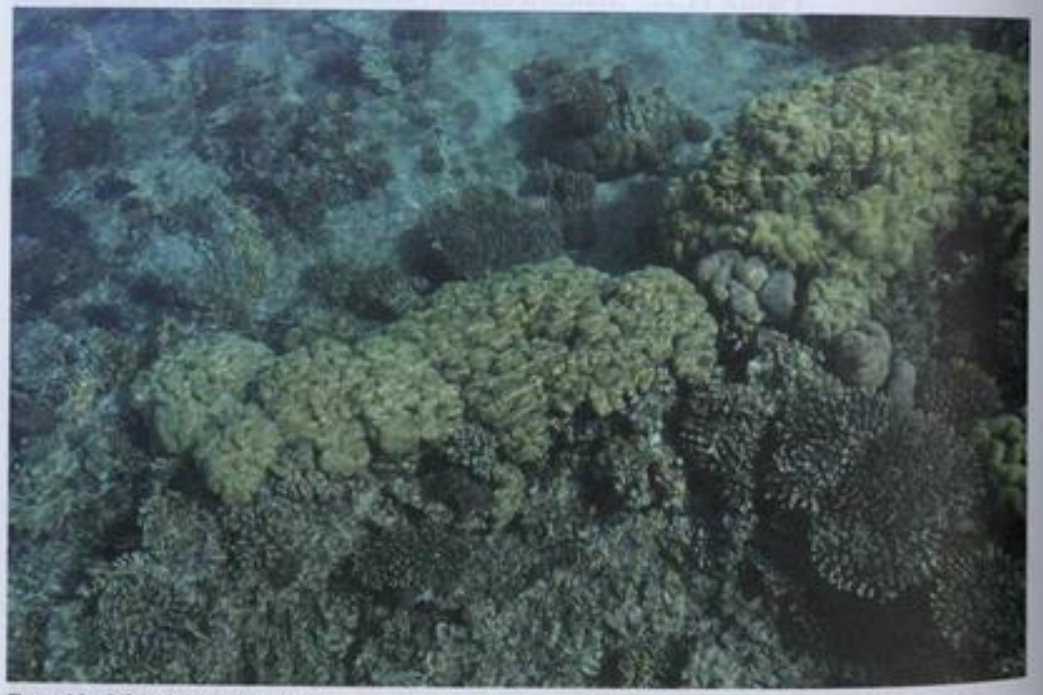


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.22. Fondo coralino. Mar Rojo.

3.3. Tipos de costas

La clasificación de las costas se puede hacer con diversos criterios. Una que fue muy generalizada es la de Davis, que distinguía dos tipos básicos: *de hundimiento* y *de emersión*, además de uno *neutro*, sin variación aparente entre el nivel del mar y del continente, como consecuencia de las variaciones que el nivel del mar ha sufrido en el tiempo geológico.

Autores como Coque utilizan una clasificación que da primacía a la acción del mar en el modelado costero, distinguiendo las costas *primitivas*, poco afectadas por su acción y las *evolucionadas*, en las que la acción erosiva marina es la principal causante del modelado. Es la recogida en el cuadro adjunto.

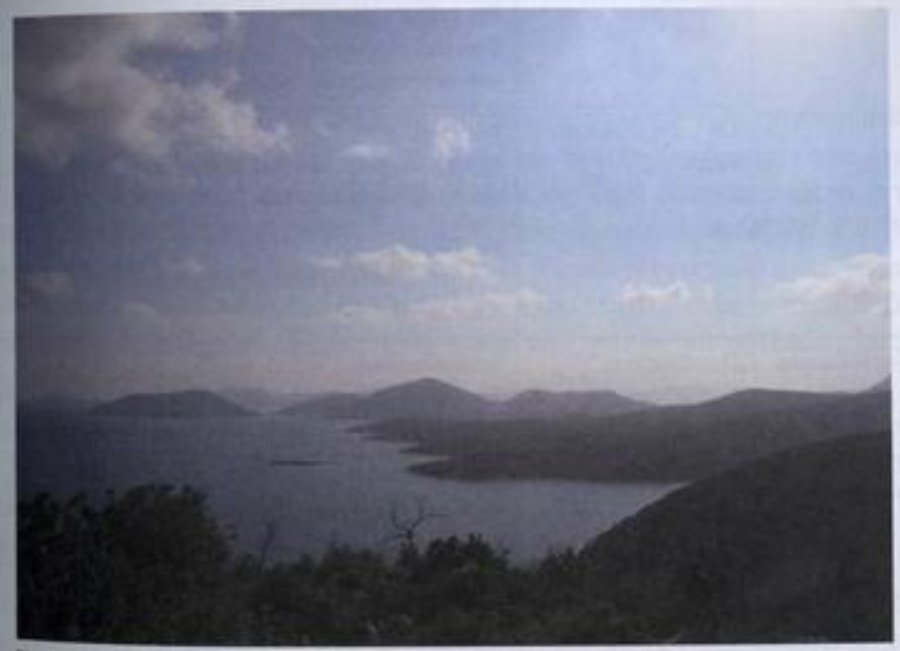


Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.23. Costa dálmata en Croacia. En cadenas de plegamiento situadas paralelas a la costa los sinclinales son invadidos por el mar y los anticlinales quedan emergidos, dando lugar a costas con islas alagadas y paralelas al litoral. Tomando nombre de la costa de la actual Croacia (ex Yugoslavia) antigua región de Dalmacia, donde son muy representativas, se denominan costas dálmatas, pero también se dan en otras regiones, como al sur de Chile o en la Columbia Británica.

4.2. Formación de los glaciares

El hielo glaciar se forma a partir de la acumulación de nieve, que está constituida por cristales microscópicos de agua sólida, de muy baja densidad (0,1gr/cm³). Su propio peso al acumularse la va apelmazando y mediante procesos de fusión y recristalización, origina lo que se llama *nevé o neviza*, de densidad mayor (0,6gr/cm³) y, posteriormente, *hielo*, de densidad entre 0,8 y 0,92 gr. /cm³). Para que se produzca la formación del hielo, que dé lugar al glaciar, deben existir precipitaciones suficientes y que superen a la evaporación, en la época más cálida. Condiciones que sólo se dan actualmente en las cercanías de los polos y grandes altitudes.

4.3. Tipos de glaciares

Los glaciares son masas de hielo que, acumulado en grandes espesores, se comporta como un material plástico y, por influencia de la gravedad, se desplaza desde los lugares de formación hacia zonas más bajas.

Hay numerosas clasificaciones de los glaciares, pero tradicionalmente en Geografía se hace una distinción en dos grandes tipos: glaciares regionales y glaciares locales.

4.3.1. Glaciares regionales

Los glaciares regionales, también llamados *inlandsis*, son enormes extensiones de hielo, con un perfil ligeramente convexo, en forma de casquete, independiente de la superficie que recubren. En ocasiones, quedan visibles las cumbres más altas no cubiertas por el glaciar, que emergen como islotes, a los que los esquimales llaman *nunataks*. Se mueven desde la zona en la que el hielo es más espeso, y pueden llegar hasta el mar, donde penetran formando plataformas flotantes, que terminan en imponentes acantilados de hielo, desde los que se desprenden grandes bloques, que flotan en las aguas, los llamados *icebergs*.

Los grandes inlandsis actuales están uno sobre la Antártida, con centro en el Polo Sur, ocupando más de 13 millones de km² y con 4.270 m de altitud y el segundo sobre Groenlandia, notablemente desplazado del Polo

Figura 11.24. Los dos grandes inlandsis actuales. Sobre la Antártida, en el Polo Sur y sobre Groenlandia en la proximidad del Polo Norte.

Norte, que no posee tierra emergida, sino que se encuentra sobre un océano. Es mucho menor, con 1,8 millones de km² y su altitud alcanza los 3.420 m Entre ambos, suman el 99% de la masa de agua en estado sólido del planeta.

Los casquetes glaciares tienen temperaturas muy bajas, entre –25 y –40 °C, lo que supone que hay pocos fenómenos de fusión y recongelación. La nieve, que cae en cantidad pequeña, se transforma lentamente en hielo, por lo que están recubiertos de una espesa neviza. Son, por tanto, dado el nivel actual de precipitación, clara herencia del pasado.

4.3.2. Glaciares locales

Los glaciares locales son numerosos, en cambio, pero mucho más pequeños, menos espesos y más variados en su forma. Están en áreas de montaña y se adaptan a la forma del relieve que cubren. Los llamados *de casquete, de plataforma, de fjell,* o simplemente *escandinavos,* tienen cierta semejanza con los inlandsis, en pequeño tamaño. Cubren superficies de cumbres por encima de las nieves perpetuas y pueden emitir lenguas de hielo, que se canalizan por los valles.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.25. Lengua glaciar emitida desde un casquete de tipo escandinavo. Noruega.

Los llamados *glaciares alpinos* o *de valle* son los más conocidos y en muchas ocasiones sus características se consideran extensivas a todos los glaciares de montaña. Se forman en zonas de montaña con importantes precipitaciones de nieve. Constan de una zona de recepción y acumulación de neviza, llamada *circo*, que suele ser un área deprimida entre paredes rocosas, situada por encima del nivel de las nieves perpetuas, desde el que sale, aprovechando un valle fluvial preexistente, una *lengua de hielo*, que se encaja en el valle y puede alcanzar decenas de kilómetros, sin superar casi nunca el centenar (el mayor de los Alpes, el de Aletsch sólo tiene 33 km) Son a modo de ríos de hielo, que configuran una especie de red, con afluentes hacia el cauce principal.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.26. Glaciar alpino de valle Alestch Suiza.

En el caso de algunos glaciares alpinos la lengua llega hasta la zona llana, saliendo del valle encajado y se expanden por ella, en lo que se denomina *lóbulos o glaciares de piedemonte*. El mejor ejemplo de este tipo está en el glaciar Malaespina de Alaska.

En zonas montañosas que sobrepasan poco el nivel de las nieves perpetuas se forman los llamados *glaciares pirenaicos o de circo*, de pequeño tamaño y a menudo con muy corta, o inexistente, lengua.

En los glaciares locales, las temperaturas suelen mantenerse próximas a los cero grados centígrados, siendo frecuente, en ellos, la fusión y recongelación. En la lengua se produce escorrentía de aguas de fusión, que puede circular en la superficie, e introducirse en la masa de hielo, por las abundantes grietas que existen, creando una circulación que termina por aflorar en el frente de la lengua.

4.4. Flujo glaciar

La masa de hielo de los glaciares se mueve, lo que resulta esencial para que ejerzan su labor erosiva. El movimiento se evidencia por algunos signos externos, como la formación de *grietas*, por la tensión del movimiento

superficial; también por los avances y retrocesos del frente, constatados en épocas históricas y por el desplazamiento que se aprecia en objetos situados en la superficie, entre otros. Pero, a diferencia del caudal líquido de los ríos, la masa de hielo se desplaza muy lentamente y sin turbulencia, por lo que no resulta perceptible a primera vista.

El movimiento comienza cuando el hielo tiene un espesor suficiente, de entorno a los 15 m y existe una pendiente de alrededor de 10°. El espesor y la pendiente son decisivos para controlar el flujo del hielo. La velocidad de desplazamiento, que en la actualidad se puede medir a través de testigos radiactivos y por fotogrametría, es muy variable. Los glaciares de valle no alcanzan, salvo situaciones excepcionales, más de algunas decenas de metros al año. La velocidad del flujo es mayor en el centro y disminuye en los bordes, por el roce con las paredes y en el extremo de la lengua, donde se produce la *ablación*, es decir, la fusión y evaporación de la nieve y el hielo. Para algunos también disminuye la velocidad en profundidad.

Las diferencias también afectan a las características dinámicas del glaciar, que en unos casos son *activos*, bien alimentados y rápidos evacuadores; mientras que en otros son *pasivos*, lentos y de poco caudal y algunos, por último, *residuales*, que permanecen prácticamente estancados.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.27. Grietas en un glaciar alpino, producidas por el avance del hielo. Monte Rosa. Suiza.

4.5. Labor erosiva del glaciar

Es difícil observar la labor erosiva del glaciar mientras se produce, porque el propio hielo lo dificulta. Sin embargo, a partir de las huellas de la acción de los ya desaparecidos, es posible reconstruir la forma en que se lleva a cabo. Los glaciares resultan agentes erosivos de una eficacia que depende de su dinamismo y son capaces de llevar a cabo todas las fases propias de la erosión.

Por sí mismo, el hielo tiene poco poder para erosionar rocas compactas, pero, en su movimiento, al pasar sobre rocas diaclasadas, es capaz de arrancar y arrastrar fragmentos de ellas. Esta carga, que se va acumulando en el hielo, lo convierte en una especie de lima gigantesca, que actúa por *abrasión*, produciendo *estrías* y, con menos frecuencia, *acanaladuras* en el fondo y en las paredes, por medio de los fragmentos mayores, que, a su vez, van siendo ellos mismos afectados, aplanándose y estriándose. Sobre las rocas cristalinas y calizas compactas, la acción abrasiva produce un efecto de *pulido*, que deja la superficie de la roca lisa. En las propias fisuras y grietas de las rocas, se produce gelifracción, cuando hay fusión y cristalización del hielo, lo que contribuye a desgajar fragmentos y bloques, que luego son arrastrados e incrementan la capacidad erosiva.

Además del efecto de abrasión, en el fondo, puede producirse lo que se llama sobreexcavación, que es la acción de movilización y desalojo de frag-

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.28. Estrías de abrasión sobre neis y roca lamida por abrasion en Peñalara. Sierra de Guadarrama.

mentos de diversos tamaños que realiza el glaciar y que da lugar a una profundización del lecho, tanto cuanto lo permitan las características y estado de las rocas y el flujo glaciar.

La labor abrasiva del glaciar es más intensa en los desniveles del lecho. En los efectos de la erosión entran en juego varios factores condicionantes:

- La pendiente.
- La alteración tectónica y periglaciar a que estuvo sometido el roquedo antes de la presencia del glaciar.
- La resistencia de la roca subyacente.
- El espesor del hielo y la velocidad de desplazamiento.
- El volumen y abundancia de los fragmentos transportados.

Respecto a la labor erosiva de los glaciares hay diversas posturas entre los expertos. Unos consideran que el hielo tiene una enorme capacidad erosiva y es capaz de excavar profundamente el material preexistente, sea el que fuere. Son los *ultraglaciaristas*. Otros creen que el glaciar es casi sólo un agente de transporte y que el hielo más bien protege el terreno que cubre. Son los *antiglaciaristas*. Por último, los *transaccionistas* creen que el glaciar es capaz de excavar, pero que no crea topografía nueva, propiamente dicha, y tan sólo produce retoques sobre la morfología creada por las aguas corrientes.

Antes de analizar las formas de erosión y acumulación de los glaciares observemos un glaciar actual, como el de la figura 11.26. Se observan una serie de líneas oscuras en su superficie. Son las *morrenas*, constituidas por los materiales rocosos que el glaciar arrastra. Hay morrenas en diversas posiciones. Las *de superficie* son alimentadas por desprendimientos y avalanchas de las vertientes próximas. Más abundantes en los bordes allí forman las *laterales*. En el fondo transcurre la *de fondo*, en contacto con el lecho y una *interna* en la masa de hielo. En el frente de avance se forma una *morrena terminal o frontal*. Cuando conlfluyen dos lenguas, las respectivas morrenas laterales adoptan, al juntarse, una posición central. El término morrena se utiliza, tanto para los materiales que están siendo transportados en el hielo, como para los que quedan depositados cuando aquél desaparece.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 1.29. Lengua glaciar en la que se aprecia la existencia de una morrena central, formada por la confluencia de dos laterales, así como morenas laterales y grietas. Suiza.

4.5.1. Formas de relieve resultante de la acción glaciar

El resultado de la acción erosiva del glaciar genera unas formas de desgaste y otras de acumulación. Ya hemos mencionado algunas formas de detalle que resultan del avance del hielo con su carga morrénica (estrías, acanaladuras, rocas pulidas y aborregadas). Veamos, ahora las formas de mayores dimensiones.

Formas de acmulación

Cuando los hielos desaparecen, o simplemente retroceden, se produce un depósito de los materiales que acarreaban, con la colaboración de las corrientes de agua de fusión, que se producen en el deshielo. Las acumulaciones son importantes, alcanzando espesores de hasta 100 metros. Reciben el nombre de *till o tillitas*. Están formados por materiales poco desgastados, con estrías, que reflejan el roce entre sí y aparecen desordenados, en una mezcla anárquica de bloques y cantos, envueltos en una matriz arcillosa.

De la acción de los inlandsis que cubrieron gran extensión de las zonas templadas son muy característicos los llamados *barros glaciares*, de materiales heterogéneos, irregulares, de diversos tamaños y empastados en arena, arcilla o roca pulverizada.

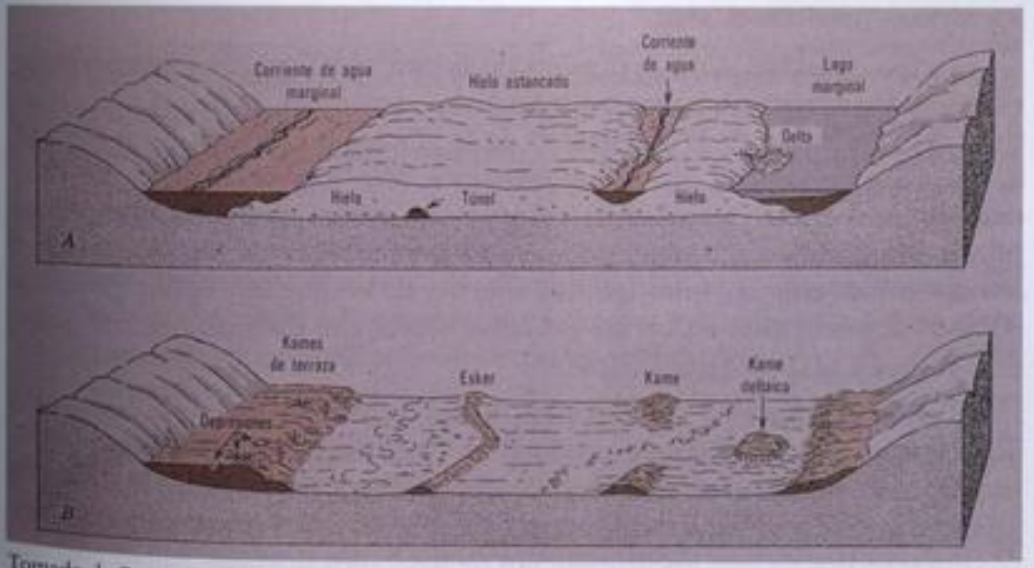
Las **morrenas**, a las que hemos aludido como materiales transportados, se convierten en depósitos al desaparecer el hielo, como indicamos antes. Se dan en todos los tipos de glaciares. La situada en el frente del glaciar, que marca el alcance máximo al que llegó es la *morrena terminal*, que tiende a formar grandes arcos de materiales acumulados, en resalte. Tras ella pueden aparecer varias sucesivas, que indican que la retirada del glaciar se fue produciendo en etapas y que, entre ellas, hubo periodos de actividad, capaces de arrastrar nuevas acumulaciones frontales. Son las *morrenas de retroceso*. En los glaciares de valle se disponen atravesadas, cerrando el valle y se prolongan en las laderas, en la *morrenas laterales*.

En las llanuras glaciares, detrás de las morrenas, se observan formaciones a modo de pequeñas colinas, con forma de lomo de ballena, de diversos tamaños y oscura génesis, formadas por materiales aportados por el glaciar. Son los **drumlim**. También aparecen otros depósitos en cuya formación tienen parte activa las corrientes de agua. Por delante de la morrena terminal, se forman **llanuras fluvioglaciares**, de suave pendiente, con una tosca estratificación de depósitos. En ellas aparecen hondonadas, a veces ocupadas por lagos y curiosas formas de acumulación, resultantes de la acción de corrientes de agua que corrieron por un túnel subglaciar, o entre el hielo y la ladera, o sobre el hielo, desembocando en un pequeño delta, en la parte exterior del hielo. La figura de Flint, que hemos tomado del libro de Strahler «Geografía Física» es muy expresiva de la génesis de estas formaciones.

Los **lagos** se asocian en gran medida a los glaciares. Los de tal origen son los más abundantes en el mundo. Se dan, tanto en montañas donde hubo pequeños glaciares locales, como en las grandes llanuras cubiertas por los inlandsis cuaternarios, como por ejemplo, los Grandes Lagos americanos, verdaderos mares interiores. En ellos se depositan materiales procedentes de los glaciares llamados *varvas*, alternantes de arena y arcilla, a razón de dos por año, que se han utilizado para hacer dataciones.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.30. Morrena Terminal en el glaciar de Sas Fee. Suiza.



Tomado de Strahler, A. *Geografía Física.*

Figura 11.31. Esquema de llanura fluvioglaciar de Flint.

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.32. Lagos glaciares del Pirineo y Sierra de Guadarrama.

Las formas mayores de modelado

La mayor parte de los sistemas montañosos elevados han sufrido la acción erosiva de los glaciares, que, sobre un modelado fluvial previo, han realizado una transformación de su aspecto y características. Las principales formas resultantes son:

El **circo glaciar**. Una depresión de forma más o menos semicircular, rodeada de paredes abruptas, muy variados dependiendo de las características del roquedo y de la intensidad de la glaciación. Suelen estar agrupados y, con frecuencia, entre dos próximos sólo hay un farallón de roca, denominado *arista*. La desaparición de las aristas que confluían en un punto, entre varios circos, da lugar a la forma reina de las montañas: el *horn*, término alemán, que significa cuerno, de los que hay bellos ejemplos, como el popular Monte Cervino o Matter Horn, con distinto nombre según el país desde el que se contemple.

El **valle glaciar** es el antiguo valle fluvial transformado por la ocupación de la lengua glaciar. El hielo produce un desgaste, ensanchamiento y profundización, que tiende a transformar el perfil en V de los valles fluviales en un nuevo perfil en forma de artesa, o en U. Estos valles presentan unos rasgos característicos que los diferencian de los valles fluviales:

- El perfil longitudinal es muy irregular, con una sucesión de *cubetas* separadas por zonas en resalte llamadas *umbrales*. Las cubetas u hoyas están con frecuencia sobreexcavadas y albergan lagos.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

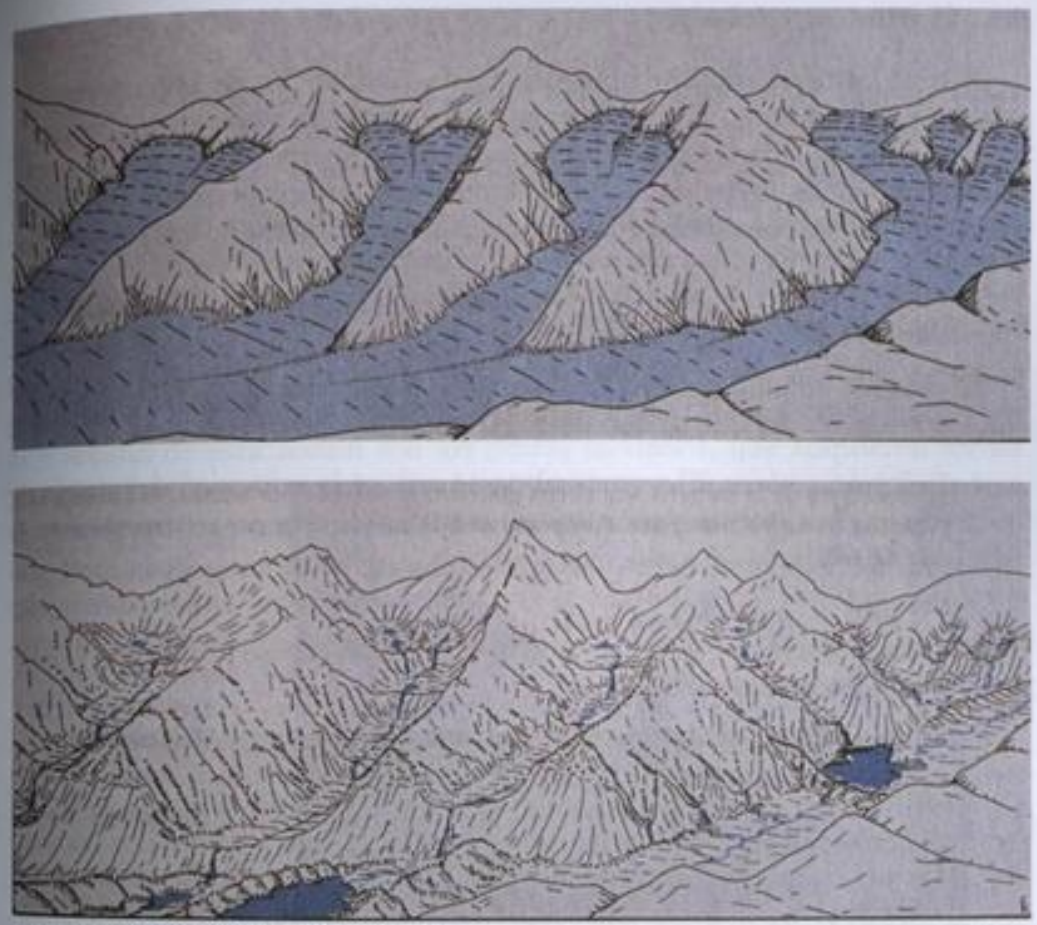
Figura 11.33. Matterhorn desde la vertiente suiza.

- El perfil transversal, con la citada forma de U suele tener también la irregularidad que le confieren las llamadas *hombreras*, unos rellanos a cierta altura del fondo, que son, a menudo, lugares de asentamiento de pueblos.
- El fondo del valle presenta un micromodelado muy característico formado por *estrías y acanaladuras*, que arañan la roca (las superficies estriadas reciben el nombre de lamiares). También es frecuente encontrar *rocas pulidas* y *aborregadas*, como resultado de paso del hielo sobre una roca resistente.
- A menudo, hay valles afluentes al valle principal, que quedan *colgados* a notable altura, como resultado de la diferente capacidad erosiva de las correspondientes lenguas. En la actualidad, al haber desaparecido los hielos, los ríos que recorren los valles afluentes se precipitan en el valle principal en cascadas.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.34. Valle glaciar. Pirineos, valle de Arán.

En el caso de los casquetes glaciares, la erosión ha afectado a zonas muy extensas. El hielo fluye en los casquetes radialmente, desde la zona de máxima acumulación, con un movimiento lento que produce un arrasamiento. El resultado final es la formación de vastas *llanuras y plataformas de topografía suave,* en las que aparecen formas similares a las de los fondos de valle de montaña. Estrías, acanaladuras, rocas aborregadas, drumlins y abundantes lagos. Otras interesantes formas son las que aparecen representadas en el esquema de Flint, los llamados *kame y esker,* que son depósitos fluviales producidos en la fase de retroceso de los casquetes de hielo. En los márgenes de éstos destacan dos formas características: *fiordos y strandflat*. El fiordo es una artesa glaciar ocupada por el mar. Los valles, sobreexcavados por el hielo, llegaban al mar a nivel inferior. Tras el deshielo, el mar penetra por el valle en brazos muy profundos y de paredes verticales. Un ejemplo de las dimensiones que pueden alcanzar está en el Sogne Fiord de Noruega, con 200 km de largo y hasta 1.200 m de profundidad. El strandflat es una plataforma litoral entre el mar y la montaña que, sumergida en parte, se muestra como un archipiélago.



Tomado de Patton. Curso de Geografía Física

Figura 11.35. Esquemas de zona de montaña cubierta por glaciares locales y efecto erosivo tras la desaparición del hielo.

5. EL VIENTO COMO AGENTE EROSIVO

El viento, aunque no llega a producir formas de relieve de la magnitud de las anteriores, es un importante agente erosivo, con una actividad morfogenética moderada, que actúa en todas las zonas terrestres, aunque su labor es más acentuada en las regiones áridas, donde es mayor la presencia de materiales sueltos, no protegidos por la vegetación y, por ello, susceptibles de ser removidos por el viento.

5.1. Movimiento del aire

El aire, como el agua, se mueve de forma *laminar*, como hilos paralelos a la superficie cuando circula a muy poca velocidad y *turbulenta*, cuando aumenta su velocidad, sea por variaciones de temperatura o por presencia de obstáculos. La turbulencia del viento es más compleja que la del agua, aunque se puede considerar comparable a la que se da en el lecho de un río.

5.2. Acción erosiva

Es posible en cualquier lugar del globo, pero, para que tenga una relevancia, es necesario que se den determinados factores favorables:

- *Topografía suave*. El terreno abrupto reduce la velocidad del viento y, consiguientemente su capacidad erosiva.
- Presencia de *materiales sueltos* abundantes, resultantes de la meteorización.
- *Escasa cobertera vegetal*, ya que la vegetación espesa y con raíces consolidadas protege el terreno.
- *Poca humedad*, dado que ésta aporta cohesión a las partículas.

5.2.1. *Deflacción*

El viento realiza, por donde pasa, una labor de barrido, actuando como medio de transporte de los materiales sueltos de pequeño tamaño, siempre que se den los requisitos antedichos. Se produce una selección, similar a la que ocurre con los flujos de agua. Las partículas más pequeñas, de hasta 0,2 mm son transportadas en *suspensión* y las de mayor diámetro por *saltación y rodamiento*. Por saltación se mueve el mayor volumen de partículas, sobre todo arenas. Los granos de arena, de hasta aproximadamente 0,5 mm se mueven saltando, sin superar, en general, el metro y medio de altura y los dos metros de longitud. Los granos mayores ruedan. La movilización de partículas requiere, en cualquier caso, de una velocidad crítica.

Para valorar la importancia del transporte eólico se estima el llamado *caudal sólido del viento*, que corresponde al volumen de arena que atraviesa una sección vertical de un metro de anchura y altura ilimitada, durante un año.

5.2.2. *Abrasión o corrasión*

De forma parecida a los glaciares, el viento, a través de los materiales que transporta, ejerce una labor erosiva directa, mecánica, que se produce por el choque contra el roquedo de los fragmentos arenosos que acarrea.

La *corrasión o abrasión* (término que no debe confundirse con ablasión) se da especialmente en las partes bajas, cerca del suelo, puesto que las partículas de mayor diámetro y, por tanto, más eficaces en su impacto, no pueden alcanzar gran altura. La acción es selectiva, va cincelando los materiales según su dureza. En rocas compactas, de grano fino, realiza tan sólo acciones de detalle, destacando el *limado y pulido*. Una forma interesante que resulta de esta acción son los *cantos facetados*, que adquieren forma piramidal. Si hay diferencias de dureza en la roca atacada suelen formarse *alvéolos* y *resaltes*, quedando con frecuencia remetida la base, configurando curiosas rocas de aspecto fungiforme (*rocas seta*). Naturalmente, al igual que vimos en las corrientes de agua, el propio material transportado, por choque y arrastre, va siendo erosionado.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.36. Roca facetada. Desierto de Namibia.

5.2.3. *Formas de relieve producidas por la acción del viento*

En las regiones áridas, azotadas por viento frecuente, aparecen multitud de formas de detalle, como las comentadas y también otras de mayor envergadura.

Las **depresiones de deflación** son suaves hondonadas de diámetro entre algunas decenas de metros y varios kilómetros, que se forman en zonas llanas. En ocasiones, en climas semiáridos, pueden estar ocasionalmente ocupadas por una laguna. Si existe agua subterránea suelen albergar oasis.

Los **regs** son zonas llanas, donde la deflacción ha actuado intensamente, arrastrando los materiales sueltos, hasta dejar una superficie de cantos gruesos, que pueden estar incluso cementados por precipitación de sales, yesos y carbonato cálcico disueltos en las aguas de saturación.

Especialmente llamativas son las formas de acumulación que el viento provoca, cuando cesa o pierde velocidad siendo incapaz de transportar las partículas, que se van depositando.

Las **dunas** son las formas más características. Son, a grandes rasgos, acumulaciones de arena debidas a la acción eólica, que se dan en diversas situaciones, pero alcanzan su mayor extensión en los desiertos. De la superficie terrestre ocupada por desiertos, una quinta parte está constituida por arena, sin apenas vegetación, donde el viento actúa con fuerza, modelando las dunas.

La duna se forma cuando un obstáculo fuerza al depósito de los materiales en movimiento, generándose un montículo inicial, que va creciendo. En una duna-tipo se distingue una pendiente suave del lado del viento, de alrededor de 10° de inclinación, por donde ascienden los granos empujados por el viento, y una pendiente brusca a sotavento, de unos 30°, por la que los granos caen por su peso.

Las dunas son de muy variadas formas y tamaño, entre las más destacables distinguimos:

- *Barcanas*, con forma de media luna, se dan cuando hay vientos más o menos constantes y en una misma dirección. Pueden registrar un movimiento de hasta 15 metros al año.

- *Dunas transversales*, que se alinean como olas, formando ángulo recto con la dirección del viento dominante.
- *Dunas longitudinales*, paralelas al viento dominante, formando colinas de hasta cientos de metros de altura y kilómetros de longitud. En Australia, constituyen los *desiertos de barras de arena*, de grandes dimensiones. A menudo, los corredores entre dunas pueden estar desprovistos de arena.

Reciben el nombre genérico de **erg** (término que no debe confundirse con el reg antes citado) los campos de dunas, que pueden estar constituidos por cualquiera de los tipos expuestos.

Fuera de los medios desérticos áridos es también muy frecuente que se formen dunas, especialmente en zonas bajas, de costa, donde el habitual viento mar-tierra es el causante. Son móviles y a menudo amenazan a las zonas próximas pobladas, que van siendo anegadas, por lo que los hombres suelen fijarlas, por medio de vegetación.

Otros depósitos relacionados con la acción del viento son los **loess**. Cubren grandes extensiones en latitudes medias, en zonas no desérticas, formados por un polvo muy fino, transportado por el viento durante miles de años, que recubre un relieve preexistente. Son de variada composición, predominando los de tipo calcáreo. El material no está estratificado y no guarda relación con el relieve preexistente. Los mayores depósitos de loess se encuentran en China, con espesores de hasta 30 metros, en ocasiones muy erosionados, con profundos abarrancamientos. Los hay también en América del Norte, en la Pampa argentina y en menor

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figura 11.37. Dunas en Namibia.

medida en Europa. La acción del viento en su formación no se suele cuestionar. El origen, en cambio, tiene diversas interpretaciones, desde arenas del desierto, hasta harina de roca, tras la desaparición de los glaciares. Como sobre el loess se han desarrollado fértiles suelos negros tienen un gran interés económico.

LECTURAS RECOMENDADAS

Masach Alavedra ,V. (1948): *El régimen de los ríos peninsulares*. C.S.I.C. 509 págs. Es interesante acercarse a este clásico tratado de los ríos de la península Ibérica, con magnífica información y explicaciones claras, para profundizar en el estudio y análisis de la dinámica fluvial.

Muñoz Jimenez, J. (1993): *Geomorfología General*. Ed. Síntesis. Madrid 351 págs. Es interesante la lectura de los temas 6 al 10, ambos inclusive, para obtener una cierta profundización en los contenidos de los apartados de este tema.

Patton, C. P.; Alexander, C. S. y Kramer, F. L. (1978): *Curso de Geografía Física*. Vicens Vives, Barcelona. 446 págs. Este manual general es claro y de fácil lectura, con buenas y abundantes ilustraciones. En los capítulos 12, 13 y 14 trata la erosión producida por las corrientes fluviales, los glaciares y el viento. Contienen bibliografía específica.

Rocheport, M. (1969): *Les fleuves*. Ed. P.U.F. París 125 págs. Un pequeño texto de fácil lectura, en el que se hace una descripción del comportamiento hidrológico del río, de la cuenca fluvial y de la dinámica fluvial. También se trata la diversidad de ríos y los cambios estacionales que sufren. Por último, trata de la forma de utilización de los ríos.

Strahler, A. N. (1974): *Geografía Física*. Este manual, de carácter general, es sumamente didáctico y claro. Sigue los planteamientos de la clásica teoría del ciclo de erosión. Es conveniente leer los capítulos, 25 sobre las aguas de escorrentía y de saturación, 26 sobre morfología fluvial 27 sobre el ciclo de denudación continental y 28 sobre análisis cuantitativo de las formas de erosión. El capítulo 29 plantea la morfología glaciar. El capítulo 30 trata de la morfología debida a las olas y a corrientes marinas y el 31 a la morfología eólica.

Viers, G. (1983): *Geomorfología*. Col. Elementos de Geografía. Ed. Oikos-Tau. Barcelona. 320 págs. (Primera edición original 1973) La segunda parte de este pequeño tratado de Geomorfología se dedica a los fenómenos de erosión en seis temas, dedicados a las generalidades de la erosión, la erosión lineal, la erosión areolar, la erosión de las vertientes, la erosión glaciar y eólica y el ciclo de erosión. A su vez, el propio Viers, en la bibliografía aconseja algunas obras clásicas sobre los apartados de este tema, como el *Traité de géographie physique* de Emmanuel De Martonne (traducido al español en 1968 en la editorial Juventud). Es interesante ver las recomendaciones que él mismo hace para

cada apartado, en las que, como dice, hay tesis opuestas a las suyas, que conviene conocer, para, a partir de tesis y antítesis, llegar a obtener la síntesis.

Aguilera, M. J.; Gónzalez Yanci, M. P.; Borderías, M. P. y Santos, J. M. (2003): *La erosión y sus agentes*. UNED. Madrid. Vídeo y guía impresa. Vídeo editado por la UNED de la colección realizada por los autores de estas unidades didácticas, trata la acción de los grandes agentes de la erosión, con imágenes reales y esquemas didácticos.

ACTIVIDADES COMPLEMENTARIAS

- Al igual que para el tema anterior es conveniente que vea con atención el vídeo titulado «La erosión y sus agentes» realizado por los autores de estas unidades didácticas, editado por la UNED en el que se trata desde los procesos elementales, meteorización y modelado de las vertientes, a los grandes agentes de la erosión, con gráficos, esquemas didácticos, dibujos e imágenes reales, que facilitan la compresión de los conceptos. El vídeo, en formato DVD se acompaña con un texto impreso en la edición independiente de la U.D.
- Observe en un atlas las diferentes formas que presentan las costas de diversos lugares, como Noruega y norte de Gran Bretaña, el Mediterráneo, el continente africano y Asia. Busque en las costas ejemplos de grandes deltas e estuarios y establezca sus conclusiones respecto a la formación de los mismos (Nilo, Mekong, Lisboa, Amazonas,...)
- Vea bloques diagrama de acción fluvial, de zonas modeladas por glaciares, de formas producidas por la erosión fluvial en algunos de los libros recomendados en la bibliografía y observe las formas representadas, que conoce tras haber estudiado la teoría.

EJERCICIOS DE AUTOEVALUACIÓN

Para valorar su aprendizaje del tema intente responder a las siguientes cuestiones:

1. ¿Cuáles son los condicionantes generales de los procesos morfogenéticos?
2. ¿Con qué comparaba Davis los procesos de la erosión?
3. ¿En qué se diferencia la teoría del ciclo de erosión de la Geomorfología Climática?
4. ¿Qué diferencia hay entre erosión lineal y erosión areolar?
5. ¿En qué se parece la erosión del río a la del viento?
6. ¿Cuál es la diferencia entre rías y fiordos?

Tema 12

Geomorfología climática

DIAGRAMA CONCEPTUAL

INTRODUCCIÓN

1. Presentación
2. Objetivos
3. Orientaciones de estudio
4. Palabras clave

DESARROLLO DE LOS CONTENIDOS

1. Breve historia de la Geomorfología Climática
2. Clima y morfogénesis
   - 2.1. La influencia del clima en las formas de relieve
3. Paleoclimas y herencias morfoclimáticas
   - 3.1. Los climas del Cuaternario
4. Las grandes zonas morfoclimáticas
   - 4.1. Divisiones morfoclimáticas
   - 4.2. La zona morfoclimática fría
     - 4.2.1. Dominio glaciar
       - Los procesos
       - Las formas resultantes
     - 4.2.2. Dominio periglaciar
       - Los procesos
       - Las formas resultantes
       - Tipología de dominios periglaciares
   - 4.3. La zona morfoclimática de latitudes medias
     - 4.3.1. El dominio marítimo
     - 4.3.2. El dominio continental seco
     - 4.3.3. El dominio templado mediterráneo (tibio)
   - 4.4. La zona morfoclimática árida o xérica
     - Los procesos
     - Las formas resultantes
     - Tipología de dominios árido
   - 4.5. La zona morfoclimática tropical
     - 4.5.1. El dominio tropical de selva
     - 4.5.2. El domino tropical de sabana
   - 4.6. La morfogénesis en áreas de montaña

Resulta una clasificación bastante sencilla, que muestra, a grandes rasgos, una *disposición zonal*, aunque alterada en las inmensas áreas continentales del Hemisferio Norte. A ella hay que añadir la importante modificación que introduce la altura, dando lugar a *pisos morfoclimáticos* junto a zonas y dominios.

4.2. La zona morfoclimática fría

Se localiza fundamentalmente en las altas latitudes de ambos hemisferios, más allá del paralelo de 60°. El criterio diferenciador es el frío, pues es él el que juega un papel morfogenético de primera magnitud, temperaturas muy bajas y precipitaciones generalmente en forma de nieve, lo caracterizan. Dentro de las zonas frías se establece una subdivisión en dos subzonas o dominios morfoclimáticos: *dominio glaciar* y *dominio periglaciar.*

4.2.1. Dominio glaciar

La característica fundamental en este dominio morfoclimático es la presencia permanente de hielo, por lo que su límite coincide con el de las nieves perpetuas o con los climas EF de la clasificación de Köppen. Ocupa actualmente alrededor del 10% de las tierras emergidas.

Cuando se habló de los grandes agentes de la erosión (tema 10) se estudiaron los glaciares, su origen, tipos, labor erosiva y las formas a que dan lugar. Aquí nos referiremos a las características del dominio morfoclimático y los procesos que tienen lugar en él. (Ver figuras 12.2, 12. 2a, 12.2b y 12.2c).

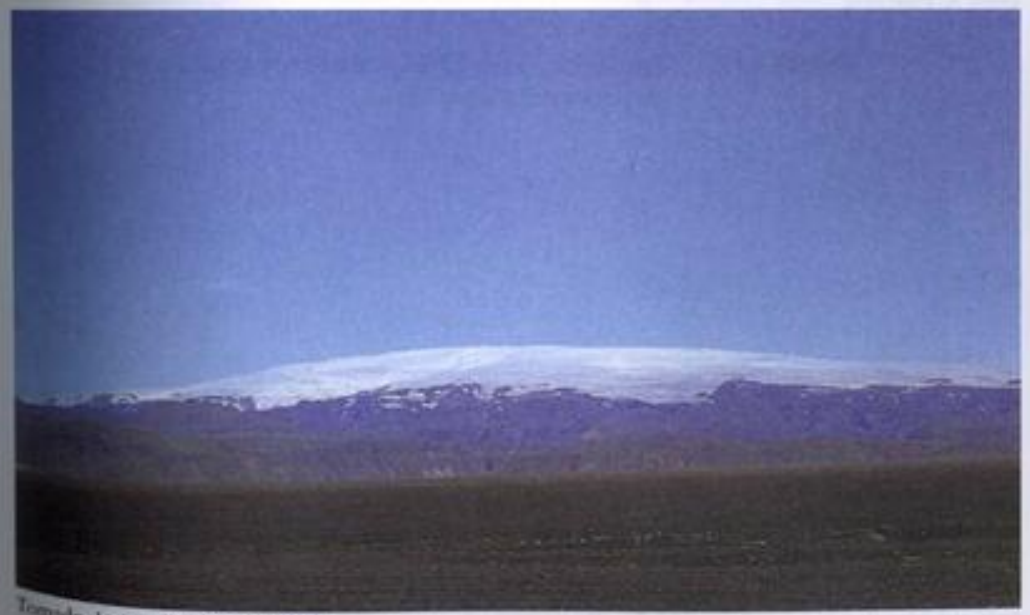
Los procesos

El hielo es un agente erosivo que ejerce una labor de *ablación* y *transporte* a la que se suma la de las *aguas de fusión* que aparecen en los márgenes de los casquetes glaciares y por debajo de cierta altura en los glaciares. Su labor erosiva, aunque limitada, es de cierta consideración. Junto a la labor erosiva del hielo y del agua, en el dominio glaciar actúa también otro agente importante, el *viento*, su efecto se observa con claridad en las zonas costeras.

En el dominio morfogenético glaciar, predominan los procesos mecánicos, pues el frío no favorece precisamente la existencia de procesos químicos. Las acciones mecánicas se ven limitadas sin embargo, pues los cambios de temperatura son muy escasos y casi siempre por debajo de los 0 °C. Aquí, el agente morfogenético zonal dominante es *el glaciar,* o flujo de hielo que posee gran capacidad de acción (abrasión, sobrexcavación) transporte, acumulación y evacuación, que, por ejemplo, en la Antártida afecta a toda la superficie.

Las formas resultantes

Las formas de erosión resultantes son de *abrasión*, *ablación* y de *acumulación*, localizadas éstas en las áreas marginales. Se estudiaron en el tema 11. Como se vio allí, estas formas que resultan tras la acción de glaciares y casquetes se pueden estudiar en zonas antes cubiertas por los hielos pero en las que hoy ha desaparecido y se encuentran fuera del dominio glaciar.



Tomado de Gutiérrez Elorza, M.

Figura 12.2. Fotografía de glaciar de casquete. Islandia.

Foto: A. Perceval

Figura 12.2a. Glaciar de valle. El glaciar de Argentiere. Macizo del Mont Blanc.

4.3.2. *Dominio periglaciar*

Se encuentra en todas las áreas de clima frío cuyas temperaturas pasan varias veces por el umbral de 0°, temperatura a la que se congela el agua o se funde el hielo, y cuyo régimen de precipitaciones asegura una cantidad de agua suficiente para que puedan darse estos cambios de estado y se produzca su función geomorfológica. Ocupa actualmente entre el 15 y el 16% de la superficie emergida. A diferencia del dominio glaciar, en el que la labor erosiva se realizaba directamente sobre la roca, en el periglaciar existen ya suelos y vegetación, aunque sea de forma escasa, poco desarrollada y discontinua, aunque insuficientes para cambiar el carácter abiótico del medio en el que se desarrolla el relieve.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 12.2b. Glaciar de valle. Glaciar alpino de Suiza en el que se puede observar la abundancia de morrenas superficiales.

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 12.3a. Aristas glaciares. Macizo de Besiberri. Pirineos

Foto: M.ª Pilar González Yanci

Figura 12.3b. Valle glaciar. Valle de Arán. Pirineos.

Los procesos

El sistema morfogenético fundamental, en este dominio frío, es uno de los más eficaces en la acción modeladora del relieve. Se caracteriza por la abundancia de procesos mecánicos de meteorización (tema 10), sobre todo de *gelifracción, gelivación o crioclastia*, siendo también importantes los procesos de *disolución*, aunque en él están prácticamente ausentes los de *alteración*. Lo esencial del proceso erosivo es la acción de la alternancia hielo-deshielo. Su acción varía en función del tipo de roca; si es porosa, el agua que penetra por sus poros, al helarse, la va triturando llegando a formar arenas y gravas, es la *microgelifracción;* si está fisurada, el agua, que penetra por las fisuras, al helarse, la fragmenta en bloques y cantos angulosos, es la *macrogelifracción*. En cuanto a la dinámica de vertientes, es muy importante la acción de la gravedad, los desplazamientos

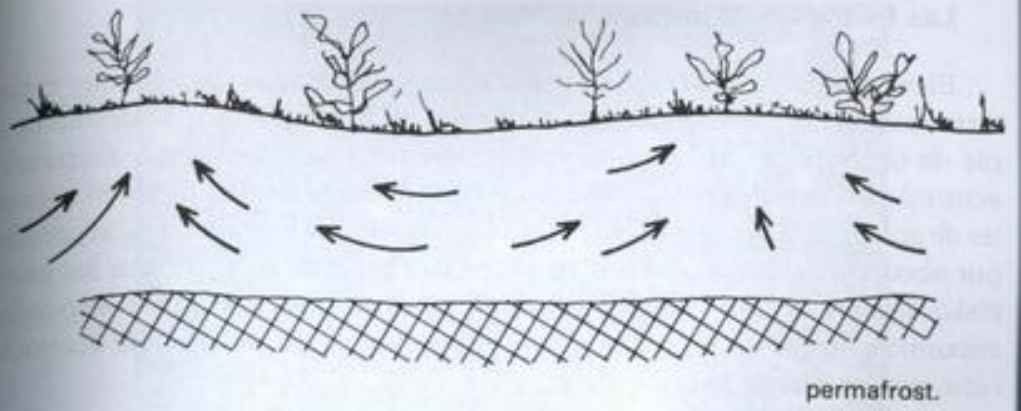


Figura 12.4. Movimiento de materiales de tipo convectivo interno por acción del hielo/deshielo.

en masa, consecuencia de la solifluxión que tiene lugar con la fusión de los hielos, la arroyada de las aguas fundidas que es de tipo estacional y algunas de las acciones de movilización de partículas (*crioturbación, pipkrake*) (figura 12.8). Todos estos procesos dan lugar a la aparición de unos materiales abundantes que deben ser evacuados por los cursos de agua, de régimen contrastado y con gran capacidad de evacuación. En algunos casos, la nieve y el viento juegan también un papel importante en la evacuación de materiales.

En la formación de este modelado periglaciar, intervienen, además de los procesos que se han visto hasta aquí, una serie de factores condicionantes como: *las características de la roca, el volumen de agua disponible, la duración e intensidad de la helada, la frecuencia y alternancia de los procesos, etc.*

Los procesos analizados son predominantes en regiones frías y en la zona en la que el subsuelo permanece siempre helado o en la que se deshiela en la breve estación más cálida. Este hecho sirve para establecer la primera diferenciación dentro de este dominio. En el mapa de la figura 12.1. se puede observar la división entre regiones con *pergelisol* o *permafrost* (suelo helado permanentemente en profundidad) y sin él. También aparecen en regiones templadas, e, incluso, en desiertos subtropicales, aunque en estos casos se trata de fenómenos puntuales.

Las formas resultantes

El resultado de la acción de estos procesos son unas formas muy características. En el *modelado de las vertientes,* se forman *conos de derrubios* al pie de un talud de mayor o menor pendiente, constituidos por materiales acumulados debidos a la gelifracción de las rocas. Se dan también *vertientes de goletz*, que presentan un aspecto de escalones horizontales, separados por abruptos taludes; también aparecen *vertientes de gelifluxión* si los materiales son proclives a sufrir desplazamientos en masa; por último se pueden encontrar *nichos de nivación* que presentan a su pie un *cono de acumulación*, por acción de la *crioclastia*.

En las *llanuras periglaciares*, que se formaron por el desbordamiento de los ríos, aparecen curiosas formas de detalle como los *pingos* (abombamientos de hasta un centenar de metros como se han encontrado en Alaska) e *hidrolacolitos* (abombamientos de mucho menor tamaño). Son montículos producidos por una acumulación de hielo en el subsuelo, que cuando funde, a veces dan lugar a balsas de agua, a pequeños lagos, o a unos diminutos cráteres de tundra, en los que se observa un material fluido (figura 12.5). En el enlace entre llanura y montaña destacan importantes *glacis de acumulación* debidos fundamentalmente a la acción de las aguas de arroyada.

Otra formación muy característica son los *suelos poligonales* (figura 12.6). Son típicos de países árticos, aunque se pueden encontrar también en el periglaciarismo de latitudes templadas. Se trata de formaciones de figuras geométricas, que van del círculo al hexágono, dibujadas por las piedras removidas por el hielo-deshielo, que se acumulan alrededor de un centro, y que presentan diferentes tamaños (figura 12.7). Junto a estas formas

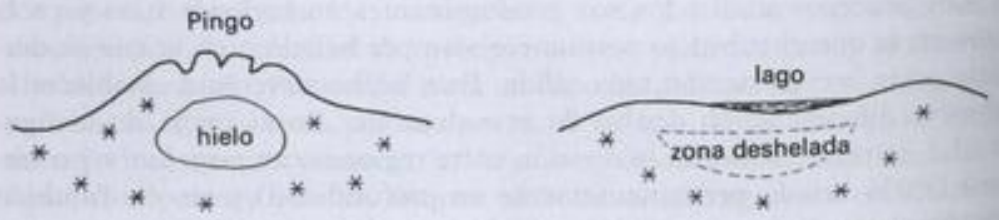


Figura 12.5. Pingo y formación de un lago al deshelarse el hielo subyacente.

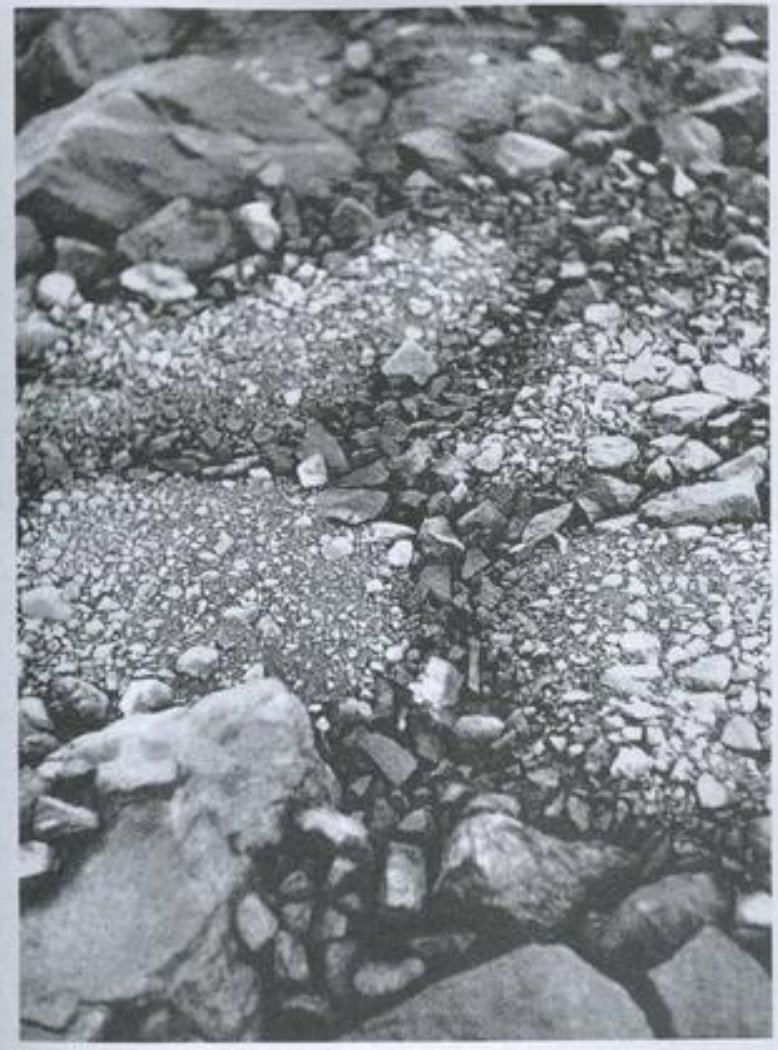


Foto: E. Aubert de la Red

Figura 12.6. Suelo poligonal.

encontramos otras como el *césped almohadillado* que consiste en pequeños montículos de tierra, semejantes a las madrigueras de los topos, pero recubiertos de una escasa vegetación tipo césped.

Como se dijo al hablar de los procesos, otro fenómeno muy generalizado, que suele darse incluso en latitudes templadas, es el *pipkrake* (tema 10) figura 12.8.

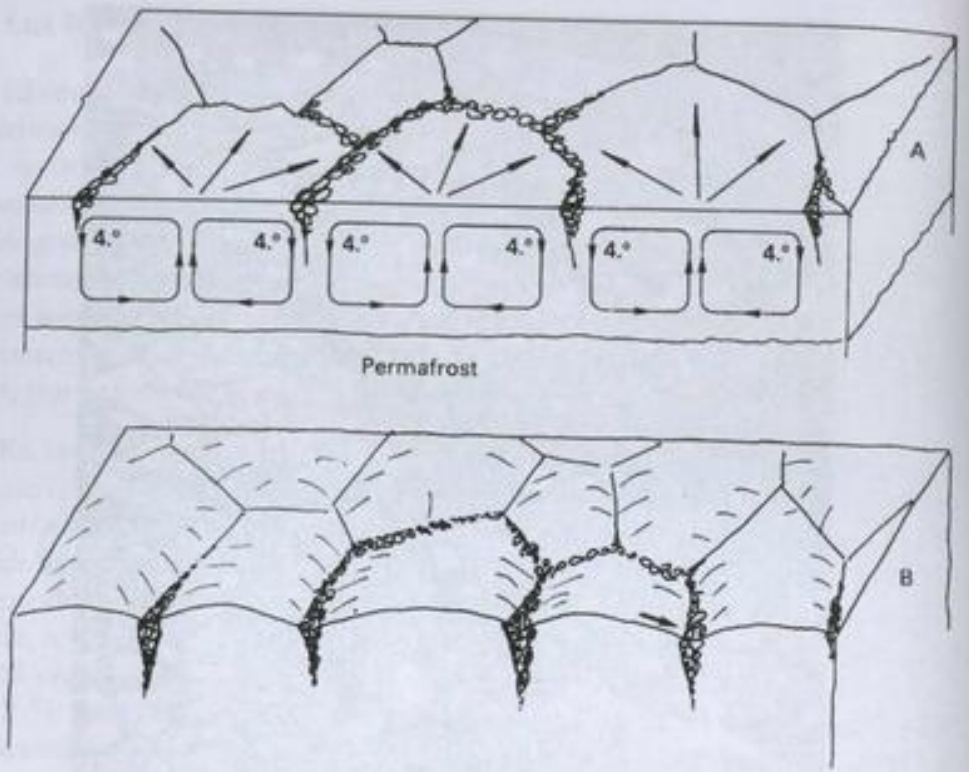


Figura 12.7. Dos teorías de la formación de suelos poligonales. A) por corrientes de convección, hoy abandonada. B). Abombamiento por el hielo y posterior formación de grietas de contracción (Según Derruau).

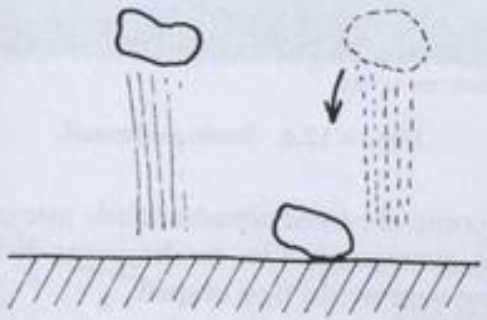


Figura 12.8. Pipkrake. Cambio de posición de un grano de arena al fundirse la columnilla de hielo que lo elevó.

Fotos: M.ª Pilar GONZÁLEZ YANCI

Figuras 12.9 y 12.10. Pipkrake en una ladera de La Pedriza (Madrid).

Es un fenómeno que se puede observar con facilidad, incluso en España (figuras 12.9 y 12.10). En invierno, en cualquier área montañosa, es frecuente la aparición de pequeñas columnas de hielo que llevan en su cima

A pesar de la aridez de esta zona, curiosamente, son las *aguas corrientes* las que juegan un papel esencial en los procesos morfogenéticos que tienen lugar aquí. Aunque las precipitaciones son escasas, suelen ser de carácter torrencial, encontrando un terreno sin apenas vegetación que las frene y poco apto para la infiltración. Todo esto hace que la arroyada tenga un papel decisivo, pues no existen ríos permanentes alimentados por fuentes.

Otro agente fundamental en los procesos morfogenéticos de esta zona es el viento, cuya acción se ve muy favorecida por la ausencia prácticamente de vegetación y por la sequía del ambiente.

Las formas resultantes

Hay que señalar que, en esta zona, la erosión diferencial es muy importante como consecuencia de que las rocas coherentes son escasamente atacadas, mientras que las deleznables se ven sometidas al ataque espasmódico, pero muy intenso, del agua esporádica.

Las formas que encontramos con mayor frecuencia son: los *glacis*, los *uadis* y las *ramblas*, las *hamadas*, las *depresiones cerradas* y las *dunas*.

Los *glacis* se extienden al pie de algunos relieves estructurales montañosos, se enraízan en la vertiente montañosa para enlazar con un de valle o depresión, y se forman unas veces por *ablación* (erosión) y otras por *acumulación*, pero siempre como resultado de la *erosión areolar* o *lateral* del agua corriente.

Los *uadis* son cauces o valles secos de las áreas desérticas, por los que sólo corre el agua ocasionalmente. Las *ramblas* son cauces típicos de los países áridos por los que las aguas corren sólo cuando las lluvias son lo suficientemente abundantes.

Las *hamadas* son grandes llanuras planas o muy poco accidentadas en las que no existe disección fluvial (figura 12.11).

Los glacis, uadis y hamadas a menudo convergen en *depresiones cerradas* (tema 11) que suelen encontrarse a menor altura que el nivel del mar y poseen dimensiones muy variables. Reciben diferentes nombres según el país árido en el que se encuentren. Por ejemplo, las *sebjas* son depresiones cerradas muy saladas, planas y que presentan eflorescencias salinas en superficie, que impiden el crecimiento de la vegetación; ésta solo aparece

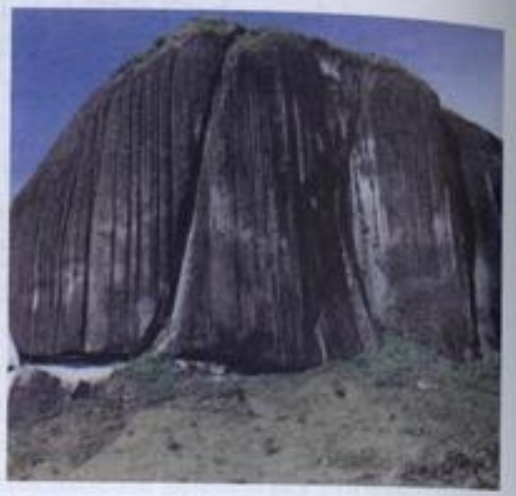
Figura 12.11. Hamada.

en los márgenes menos salados denominados *chott* (frecuentemente se da este nombre erróneamente a toda la depresión). En las sebjas, existe agua subyacente; en la estación fría, al descender la evaporación y aumentar los aportes subterráneos, el manto acuoso asciende y la sebja aparece inundada; cuando aumenta la evaporación se seca, formándose las eflorescencias salinas.

En esta zona, son también muy características las formas debidas a la acción del viento, que, como se vio anteriormente, es un importante agente erosivo. El viento origina formas de ablación o erosión, como los *yardang*, las *rocas facetadas* o las *rocas seta*, y formas de acumulación, como *las dunas* que se forman en las llanuras arenosas y sin vegetación.

Tipología de dominios áridos

La escasez de agua no es uniforme en toda la zona xérica. Según el déficit hídrico se establece una tipología de dominios áridos:



Fotos: M.ª José Aguilera

Figuras 12.13a. y 12.13b. Dos perspectivas de un ejemplar de pan de azúcar. El Peñol, Región de Antioquia. (Colombia).

Figura 12.14. Karst de «mogotes» desarrollado en clima tropical húmedo (fotografía de V. Wissmann).

— los *pitones*, los *domos graníticos*, etc. (tema 9) son también muy característicos de este dominio morfoclimático.

— los *mogotes* y *pitones kársticos*, originados en rocas calizas. La caliza, bajo unas condiciones de clima tropical húmedo, se disuelve con facilidad gracias a los aportes de CO_2 que le proporciona el humus y la vegetación, dando lugar a estas formaciones que a modo de torres emergen sobre una superficie llana (figura 12.14). Estas formaciones suelen aparecer aisladas, pero también se asocian con dolinas y valles secos de fondo plano tipo polje.

4.5.2. El dominio tropical de sabana

En este dominio, el aspecto morfoclimático fundamental es la existencia de una estación seca, especialmente importante. Se corresponde con los climas Aw de la clasificación de Köppen. Aquí los procesos más generalizados son los de origen *químico*, aunque sin menospreciar la importancia de los de origen *mecánico*.

La sucesión de estación seca y estación húmeda va a favorecer la aparición de procesos de diferente naturaleza. Mientras que cuando llegan las lluvias abundantes, después de una estación seca, encuentran una tierra seca y endurecida en la que la *arroyada* juega un papel fundamental, en la época propiamente lluviosa, se observan procesos claramente producidos por la infiltración del agua, que es embebida por las rocas, dando lugar a procesos de *solifluxión*, *deslizamiento*, etc. La arroyada no es, sin embargo, característica del resto de las épocas del año, pues la abundante capa de gramíneas protege el suelo de la acción erosiva.

Además, en el dominio de sabana existen escasa *infiltración* y *lixiviación* (proceso por el que los materiales solubles de los horizontes superiores de un suelo son arrastrados por la acción continuada de las aguas descendentes por gravitación). Sin embargo, es muy importante la ascensión del agua que se halla contenida en el suelo, debido a la intensa evaporación que se produce en la estación seca, razón por la cual tiene lugar la aparición de *concreciones*, fundamentalmente ferruginosas, que pueden llegar a crear *corazas* de gran dureza. Cuando el horizonte A del suelo es destruido, estas corazas afloran en superficie y originan *plataformas acorazadas* muy características.

En este piso, el papel que juega la vegetación respecto a aumentar o mitigar las acciones de los agentes meteorológicos es muy importante. Por un lado, la vegetación actúa como filtro de algunos agentes meteóricos, facilita la infiltración del agua de lluvia gracias a las raíces de los árboles. Sin embargo, intercepta parte de la precipitación no dejándola caer directamente y atenuando la erosión del suelo. Así mismo, sirve de atenuante de los valores alcanzados por las temperaturas en esa zona. Sin embargo, en este piso se dan grandes *alteraciones* de las rocas y los *movimientos en masa* por las vertientes son muy importantes.

El piso del bosque de montaña no está estabilizado, sino que presenta una gran variedad de modelados vivos, muy dinámicos.

Piso periglaciar

Es el piso inmediatamente por encima del forestal. Aquí el agente modelador fundamental es la *acción del hielo deshielo*. Sus límites inferior y superior varían en función de la latitud y de la exposición a los rayos del Sol.

El sistema morfogenético de este piso es parecido al que se trató como periglaciar en el tema 11, al hablar de la erosión y sus agentes y al hablar del dominio periglaciar.

En este piso periglaciar de montaña, no suele existir un subsuelo permanentemente helado, pero sí puede darse que una capa de nieve lo recubra durante gran parte del año, lo que evita la acción del hielo, aunque, a su vez, favorece la aparición de otros fenómenos como las *avalanchas* y las acciones originadas por las *aguas de fusión*.

Los procesos más importantes que se dan aquí son la *gelifracción, la gelifluxión* y la *solifluxión* en las laderas. La acción erosiva fundamental en este piso es la *mecánica* (figuras 12.15 y 12.16).

Piso glaciar

Se localiza inmediatamente por encima del periglaciar, a partir del nivel de las nieves perpetuas, límite que varía entre los 600 m en los que lo encontramos en el NW de Islandia y los 5.000 m aproximadamente en los que aparece en las grandes montañas de latitudes intertropicales.

Fotos: M.ª Pilar González Yanci

Figuras 12.15 y 12.16. Acumulación de derrubios por fragmentación mecánica de la roca en área de montaña.

El piso glaciar se caracteriza por estar cubierto de hielo. En unos lugares, se trata de casquetes de hielo que ocupan diferentes extensiones, y en otros, son glaciares de valle de distintas longitudes, desde algunos metros a varios kilómetros. Las características morfogenéticas son las que se vieron al hablar de los medios glaciares. El agente fundamental es aquí el hielo, gran agente de erosión, que arranca, transporta y deposita materiales produciendo con ello la aparición tanto de grandes formas (valles en U) como formas de detalle, tal como se vio en el tema de los agentes de la erosión...

www.scantopdf.eu